I S P R A
Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale
SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA
Organo Cartografico dello Stato (legge n° 68 del 2.2.1960)

NOTE ILLUSTRATIVE
della
CARTA GEOLOGICA D'ITALIA
alla scala 1:50.000

foglio 257 e 270
DOLCEACQUA - VENTIMIGLIA

a cura di:
G. Dallagiovanna[1], **F. Fanucci**[†2], **L. Pellegrini**[1], **S. Seno**[1] e **L. Bonini**[1], **A. Decarlis**[1], **M. Maino**[1], **D. Morelli**[2], **G. Toscani**[1]

Con contributi, per le aree emerse, di:
A. Breda[3] (depositi pliocenici); **P. L. Vercesi**[1] (substrato meso-cenozoico); **D. Zizioli**[1] (depositi quaternari); **M. Cobianchi**[1], **N. Mancin**[1], **C. A. Papazzoni**[4] (biostratigrafia nannofossili calcarei e foraminiferi).

[1] Dipartimento di Scienze della Terra e dell'Ambiente - Università di Pavia
[2] Dipartimento di Dipartimento di Matematica e Geoscienze - Università di Trieste
[3] Dipartimento di Geoscienze - Università di Padova
[4] Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Modena e Reggio Emilia

Ente realizzatore Regione Liguria
Dipartimento Ambiente - Settore Assetto del Territorio

alcotra 2007 - 2013
RiskNat

PROGETTO CARG

Direttore del Dipartimento per il Servizio Geologico d'Italia: **C. Campobasso**
Responsabile dei Progetti CARG e RISKNAT per la Regione Liguria: **G. Gorziglia**
Responsabile del Progetto CARG per il Servizio Geologico- ISPRA: **F. Galluzzo**
Gestione Operativa del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia – ISPRA: **M.T. Lettieri**

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA
Revisione scientifica: **E. Chiarini, L. Martarelli, R. M. Pichezzi** (aree emerse)
S. D' Angelo, A. Fiorentino (aree sommerse)
Allestimento cartografico ed editoriale per la stampa: **S. Falcetti**
Coordinamento cartografico ed editoriale: **D. Tacchia**
Controllo e revisione dell'informatizzazione dei dati geologici: **R. Carta**
Revisione ASC: **A. Fiorentino**

PER L'UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PAVIA (aree emerse):
Coordinatore scientifico: **S. Seno**
Direttore del rilevamento: **G. Dallagiovanna**
Rilevatori: **G. Dallagiovanna, A. Decarlis, M. Maino, G. Toscani, P.L. Vercesi, A. Breda** (Università di Padova)
Responsabile dell'informatizzazione e allestimento cartografico: **M. Maino**

PER L'UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI TRIESTE (aree sommerse):
Coordinatore scientifico:**F. Fanucci**†
Direttore del rilevamento: **D. Morelli**
Rilevatori: **D. Morelli, A. Savini** (Università Milano-Bicocca),
S. Migeon (Laboratoire de Gèodinamique sous-marine-Paris VI - Consorce Gèosciences azur)

PROGETTO CARG

INDICE

I - INTRODUZIONE.....pag.7
1. - CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO E LA STRUTTURAZIONE DELLA LEGENDA.....» 8
1.1. - Aree emerse..... » 8
1.2. - Aree sommerse..... » 9
2. - ASPETTI GEOGRAFICI E GEOMORFOLOGICI DELL'AREA EMERSA.....» 10
3. - GEOMORFOLOGIA DEL MARGINE CONTINENTALE.....» 17

II - CENNI SUGLI STUDI PRECEDENTI.....» 21
1. - AREE EMERSE..... » 21
2. - AREE SOMMERSE..... » 24

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO.....» 25
1. - AREE EMERSE..... » 25
1.1. - Rapporti geometrici tra la successione delfinese-provenzale e le falde alpine.....» 27
2. - AREE SOMMERSE..... » 27
2.1 - Il contesto geodinamico.....» 27

IV - STRATIGRAFIA DELLA SUCCESSIONE DI AVAMPAESE, DELLE UNITÀ TETTONICHE E DELLE COPERTURE NEOGENICHE..... » 29
1. - STRATIGRAFIA DELLA SUCCESSIONE DI AVAMPAESE.....» 29
1.1. - Dominio delfinese-provenzale.....» 29
1.1.1. - *Formazione del passo di Traittore* (**FPT**).....» 30
1.1.2. - *Formazione del Ciucco di Gerri* (**FKG**).....» 30
1.1.3. - *Formazione del Monte Grammondo* (**GMM**).....» 30
1.1.4. - *Formazione del Monte Grosso* (**GOS**).....» 31
1.1.5. - *Marne e Calcari Marnosi di Trucco* (**TUC**).....» 32
1.1.6. - *Formazione a Microcodium (Microcodium Auct.)*(**MIC**).....» 33
1.1.7. - *Calcareniti di Capo Mortola* (**NCM**).....» 35
1.1.8. - *Marne siltose di Olivetta S. Michele* (**OSM**).....» 36
1.1.9. - *Flysch di Ventimiglia* (**FYV**).....» 37
2. - STRATIGRAFIA DELLE UNITÀ TETTONICHE.....» 39
2.1. - Dominio Piemontese-Ligure.....» 39
2.1.1. - *Unità tettonica San Remo-Monte Saccarello*.....» 40

PROGETTO CARG

2.1.1.1. - Arenarie di Bordighera (**ABG**)..... » 40
2.1.1.2. - Flysch di San Remo (**FSM**)..... » 40
2.1.1.2.1.- *Membro Villa Faraldi* (**FSM_2**)..... » 40
2.1.1.2.2.- *Membro San Lorenzo* (**FSM_4**)..... » 41
2.2. - Zona dei lembi interposti..... » 42
2.2.1. - *Unità tettonica Baiardo-Triora*..... » 42
2.2.1.1. - Flysch di Baiardo (**FDB**)..... » 42
3. - STRATIGRAFIA DELLE COPERTURE NEOGENICHE..... » 44
3.1. - Depositi pliocenici..... » 44
3.1.1. - *Brecce di Taggia* (**BDT**)..... » 45
3.1.2. - *Arenarie di Copeira* (**AAP**)..... » 45
3.1.3. - *Argille di Ortovero* (**ORV**)..... » 46
3.1.4. - *Conglomerati di Monte Villa* (**CMV**)..... » 48
3.2. - Depositi quaternari..... » 50
3.2.1. - *Depositi marini terrazzati* (**g_{n1}**)..... » 51
3.2.2. - *Depositi alluvionali terrazzati* (**b_{n1-3}**)..... » 51
3.2.3. - *Depositi di spiaggia* (**g_2**)..... » 53
3.2.4. - *Depositi alluvionali* (**b**)..... » 54
3.2.5. - *Frane e debris flow*..... » 55
3.2.5.1. - Depositi di frana (**a_1**)..... » 55
3.2.5.2. - Deposito di debris flow di Airole (**b_4**)..... » 58
3.2.6. - *Coltri eluvio-colluviali* (**b_2**)..... » 58
3.2.7. - *Detriti di falda* (**a_3**)..... » 59
3.2.8. - *Detriti di versante* (**a**)..... » 60
3.2.9. - *Depositi antropici* (**h**)..... » 60
4. - STRATIGRAFIA DELLE AREE SOMMERSE..... » 61
4.1. - Depositi quaternari sommersi..... » 61
4.1.1. -*Deposito di transizione alla piattaforma, prisma litorale* (**g_{11}**)..... » 61
4.1.2. - *Deposito di piattaforma* (**g_{18}**)..... » 61
4.1.3. - *Systems tract trasgressivo* (***TST***)..... » 61
4.1.4. - *Systems tract di basso stazionamento* (***LST***)..... » 62
4.1.5. - *Unità indifferenziate a mare*..... » 62

V - GEOLOGIA MARINA..... » 65
1. - SISMOSTRATIGRAFIA..... » 65
1.1. - Il substrato pre-pliocenico..... » 65
1.2. - Il pliocene inferiore..... » 66
1.3. - Il plio-quaternario..... » 66

VI - TETTONICA..... » 69
1. - AREE EMERSE..... » 69

PROGETTO CARG

1.1. - Deformazioni duttili ..... » 70
1.2. - Deformazioni fragili ..... » 73
2. - AREE SOMMERSE ..... » 75

VII - SISMICITA' ..... » 77
1. - SISMICITÀ STORICA ..... » 77
2. - SISMICITÀ ATTUALE ..... » 79
3. - LA LINEA SAORGE-TAGGIA E IL TERREMOTO DI VENTIMIGLIA DEL 21 APRILE 1995 ..... » 81
4. - LA SISMICITÀ DEL MARGINE CONTINENTALE E DEL BACINO ..... » 82

VIII - SFRUTTAMENTO ANTROPICO DELLE RISORSE GEOLOGICHE ..... » 83
1. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE ..... » 83
2. - RISORSE IDRICHE ..... » 84

ABSTRACT ..... » 85
ENGLISH LEGEND ..... » 89
BIBLIOGRAFIA ..... » 95

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

I - INTRODUZIONE

I Fogli 257 Dolceacqua e 270 Ventimiglia della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 (Fig. 1) sono stati realizzati in due fasi successive: la prima, interamente finanziata dalla Regione Liguria nell'ambito del progetto strategico Alcotra-RiskNat, ha portato alla realizzazione dei fogli geologici alla scala 1:25.000. In data 12.10.2009 la Regione Liguria ha affidato al Dipartimento di Scienze della Terra

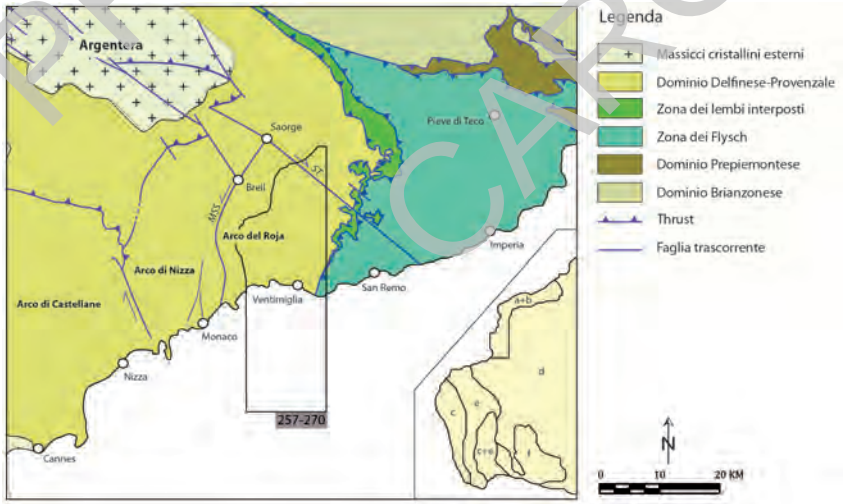


Fig. 1 - *Posizione del territorio italiano ricadente nei Fogli 257 Dolceacqua e 270 Ventimiglia nella catena delle Alpi Marittime e quadro (in basso a destra) dei rilevatori: a+b) G. Dallagiovanna, P.L. Vercesi; c) M. Maino; c+e) M. Maino, G. Toscani; d) A. Decarlis; e) G. Toscani; f) A. Breda.*

dell'Università di Pavia l'incarico di eseguire le attività previste per le aree emerse. Per la aree sommerse l'incarico è stato successivamente affidato al Dipartimento di Geoscienze dell'Università di Trieste .

La seconda fase ha visto la trasposizione dei dati cartografici in scala 1:50.000 e la loro integrazione con la banche dati, per giungere infine alla realizzazione dell'allestimento editoriale per la pubblicazione. Questa fase è stata realizzata nell'ambito di una convenzione, siglata il 5.12.2014, tra ISPRA, Regione Liguria, Dipartimento di Scienze della Terra e dell'Ambiente dell'Università di Pavia, Dipartimento di Matematica e Geoscienze dell'Università di Trieste. La convenzione ha previsto la realizzazione e l'informatizzazione, secondo gli standard CARG, della cartografia geologica, comprensiva delle aree marine, del foglio n. 257- 270 "Ventimiglia" – "Dolceacqua, sulla base delle cartografie e degli elaborati già realizzati nell'ambito del Progetto strategico Risknat e resi disponibili dalla Regione Liguria. Il Dipartimento per il Servizio Geologico d'Italia dell'ISPRA ha garantito la validazione tecnico-scientifica degli elaborati prodotti, per le aree emerse e per quelle sommerse, la riduzione alla scala 1:50.000 attraverso lo sfoltimento, in collaborazione con gli autori, dei dati riportati negli originali d'autore, la loro armonizzazione con i fogli limitrofi e ha inoltre provveduto alla realizzazione della definitiva veste editoriale della cartografia dei fogli alla scala 1:50.000 e delle Note illustrative secondo gli standard CARG, nonché all'informatizzazione dei dati.

Ciascuno dei soggetti coinvolti ha portato a termine il progetto finanziando con risorse proprie le attività di competenza.

Durante la seconda fase i dati cartografici sono stati trasposti in scala 1:50.000 ed integrati con la banche dati. Ciascuno dei soggetti coinvolti ha portato a termine questa fase finanziando con risorse proprie le attivita di competenza.

I rilevamenti geologici sono stati effettuati negli anni 2010-2011 utilizzando, come base topografica, le Carte Tecniche Regionali della Regione Liguria alla scala 1:10.000, le 7 e 2 sezioni nelle quali i fogli Dolceacqua e Ventimiglia sono rispettivamente suddivisi. I Fogli 257 Dolceacqua e 270 Ventimiglia ricadono, dal punto di vista amministrativo, interamente nella Provincia di Imperia che confina, a ovest e a nord, con la Francia.

1. - CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO E LA STRUTTURAZIONE DELLA LEGENDA

1.1. - Aree emerse

Il criterio di rilevamento seguito è stato quello di cartografare unità litostratigrafiche (formazioni e membri) per la maggior parte codificate già nel Foglio 258-271 San Remo (Servizio Geologico D'Italia, 2010), alla scala 1:50.000, realizzato nell'am-

PROGETTO CARG

bito del Progetto CARG. A tale foglio, confinante a ovest con i Fogli Dolceacqua e Ventimiglia è stato fatto riferimento per quanto concerne sia le unità meso-cenozoiche, sia quelle quaternarie e per le quali ci si è attenuti, ove possibile, alle suddivisioni ivi riportate. Ovviamente sono state utilizzate, per le unità litostratigrafiche presenti anche nei Fogli in parola, le stesse sigle del Foglio San Remo. La legenda è stata strutturata secondo il criterio litostratigrafico-strutturale con cui sono state disposte le formazioni anche all'interno delle unità tettoniche San Remo-Monte Saccarello e Baiardo-Triora che, presenti solo marginalmente nella parte sud-orientale dei fogli, compaiono da quella geometricamente più elevata a quella più profonda.

1.2. - Aree sommerse

I criteri adottati per il rilevamento ricalcano quelli seguiti per l'attiguo Foglio 258-271 San Remo, a scala 1:50.000. Ad integrazione dei dati di sismica a riflessione ricavati nell'ambito dei Progetti Finalizzati C.N.R. e nell'ambito del Progetto franco-italiano MALISAR, si è provveduto ad un rilievo con *air-gun* ad alta risoluzione e *chirp* di uguale maglia (Fig. 2) e a campionamenti integranti le conoscenze sedimentologiche reperite in letteratura.

Per quanto riguarda la legenda si è seguito lo schema canonico dell'ISPRA per le aree marine, completandolo con nuove notazioni morfologiche orientate a evidenziare la morfodinamica del margine continentale.

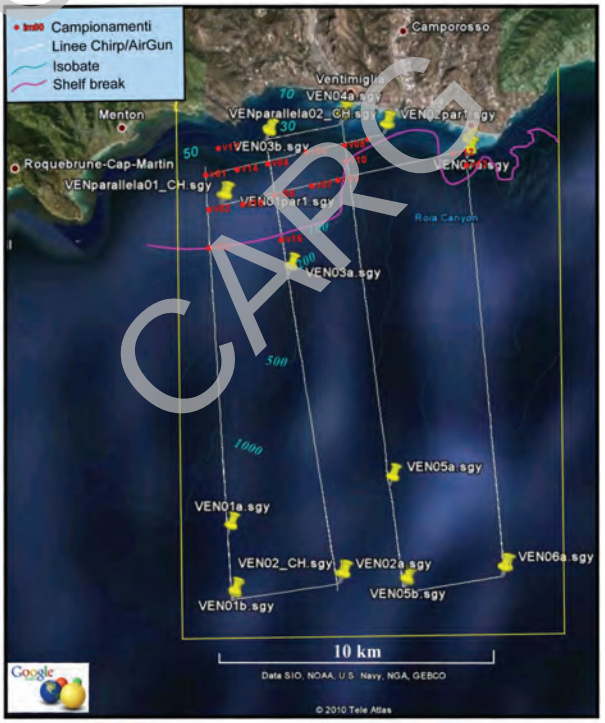


Fig. 2 - *Ubicazione dei profili Air-gun eseguiti per il progetto e dei campioni di sedimento.*

PROGETTO CARG

2. - ASPETTI GEOGRAFICI E GEOMORFOLOGICI DELL'AREA EMERSA

I Fogli Ventimiglia e Dolceacqua comprendono un'area che appartiene interamente al bacino tirrenico. La morfologia dell'area (LAURETI, 1991) è prevalentemente legata all'attività dei corsi d'acqua (ROVERETO, 1904), ai processi di versante (ad es., FEDERICI & CHELLI, 2007) e alla degradazione meteorica; in ogni caso è evidente come la morfogenesi e l'evoluzione del rilievo sia stata condizionata dalle caratteristiche litologiche delle formazioni affioranti, alquanto diversificate, e dall'assetto strutturale, prodotto dalle fasi deformative sia duttili sia fragili e, fra queste ultime, dai più recenti eventi neotettonici (Fig. 3) (ZIZIOLI *et alii*, 2011). Ciò ha favorito una spiccata selettività da parte delle forze del modellamento, tra le quali vanno considerati i processi di alterazione superficiale e quelli gravitativi, resi più o meno intensi in concomitanza delle variazioni climatiche che si sono alternate durante il Quaternario.

Occorre ricordare inoltre le variazioni quaternarie del livello del mare (CAROBENE, 2004) che rappresenta il livello di base dell'area. Per quanto attiene alle condizioni climatiche, BRANCUCCI (1994) ha descritto il clima di tutta la regione Liguria, elaborando le serie storiche dei dati delle temperature e delle precipitazioni di 157 stazioni e, adottando la classificazione di Bagnouls e Gaussen, ha definito il tipo di clima delle varie zone. In particolare, riguardo all'area in esame, l'autore riporta un clima di tipo mesaxerico continentale (sottozona ipomesaxerica) nelle aree confinali a nord (stazione di Colle Melosa, immediatamente a est di M. Pietravecchia); mediterraneo - sottozona submediterranea, nelle zone intermedie (stazione di Airole) e mediterraneo - mesomediterraneo, in prossimità della costa (stazioni di Mortola inferiore e Ventimiglia).

Fig. 3 - *Valletta sospesa presso l'abitato di Pigna, sottolineata dal tratteggio.*

PROGETTO CARG

Orografia

I principali rilievi montuosi sono distribuiti lungo i crinali confinanti con il territorio francese nel Foglio Dolceacqua. Nella sua porzione occidentale spicca la vetta del M. Grammondo (1377 m) mentre, proseguendo in direzione NNE lungo il confine italo-francese, si incontrano cime via via più elevate (M. Lega, 1556 m; Cima di Longambon, 1642 m) sino ad arrivare al M. Toraggio (1972 m) e al M. Pietravecchia (2038 m) che costituiscono le cime più elevate dei Fogli. Ancora da segnalare, nella parte centrale del Foglio Dolceacqua, sia la dorsale dell'Abellio (1015 m) che sale sino al M. Colombin (1026 m) che fa da spartiacque tra il bacino del F. Roja e quello del T. Nervia, sia quella che sale al M. Alto (1269 m), al M. Gouta (1315 m) e al M. Giardino (1285 m) verso il passo Muratone (1157 m). Come si può notare, lo spartiacque settentrionale del Nervia raggiunge quote elevate, tanto che, come sopra accennato, le condizioni climatiche diventano di tipo continentale. E' opportuno sottolineare, inoltre, che l'isoipsa 1000 m, che riveste un particolare significato dal punto di vista climatico, si trova mediamente a soli 12-13 km circa dal mare, con un minimo di 3,3 km circa dai pressi di Cima Longoira e un massimo di 22 km circa dalla Valle dell'Incisa, a sud del Monte Pietravecchia.

Un particolare accenno merita la grande parete sub-verticale, alta alcune decine di metri, in sinistra Roja tra M. delle Fontane e l'abitato di Roverino (Fig. 4), scol-

Fig. 4 - *Le pareti che dominano Roverino mostrano le evidenti tracce della degradazione selettiva che ha colpito le parti meno cementate dei conglomerati di Monte Villa, alla base dei quali è ben riconoscibile una falda detritica a blanda pendenza e con copertura vegetale.*

PROGETTO CARG

pita nei conglomerati pliocenici. Gli effetti della degradazione selettiva, amplificati dall'azione eolica sono ben evidenti con cavità di varie dimensioni, spesso allungate orizzontalmente, nel senso dello spirare dei venti.

Idrografia

I corsi d'acqua principali sono rappresentati dal F. Roja e dal T. Bevera che nascono entrambi in territorio francese; a questi si aggiungono il T. Nervia, con il Rio Barbaira che in esso confluisce poco a nord di Dolceacqua e il T. Vallecrosia che, poco a valle dell'abitato di Soldano, prende il nome di T. Verbone. Nella parte più orientale, al limite dei fogli, sfocia, in corrispondenza dell'abitato di Bordighera, il T. Borghetto. Con estensione minore, a occidente nel Foglio Ventimiglia, la Valle di Latte costituisce parte del bacino idrico del versante orientale del crinale che sale verso il M. Grammondo. Tutti questi corsi d'acqua hanno decorso circa N-S. Per quanto attiene al F. Roja, la valle si presenta stretta e profondamente incisa (Fig. 5) nelle più resistenti bancate calcaree delle marne e calcari marnosi di Trucco e si possono ammirare spettacolari meandri incassati, alcuni dei quali sono caratterizzati da un lobo di ridotte dimensioni ben delimitato da uno stretto collo. Ne sono un esem-

PROGETTO CARG

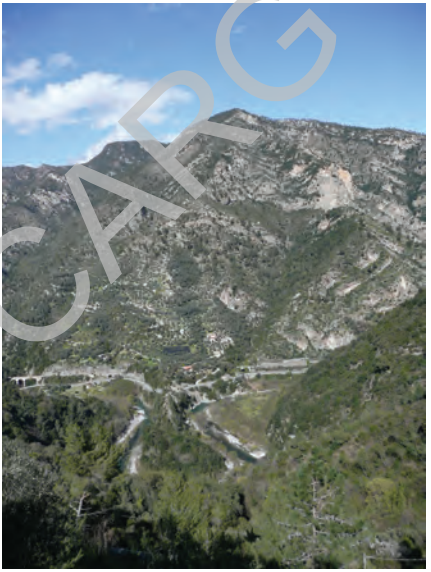


Fig. 5 - *A sinistra, tratto della Val Roja presso Airole: il corso d'acqua, profondamente incassato, scorre direttamente sul substrato rappresentato dalle marne e calcari marnosi di Trucco. Sullo sfondo si individua il vallone, ai cui piedi è ubicato l'abitato di Airole, dal quale ha avuto origine l'antico debris flow descritto nel capitolo dedicato ai depositi quaternari. A destra, spettacolare meandro del Bevera, presso Collabassa.*

pio, quelli che si incontrano appena a valle di San Michele e di Airole. Al passaggio nel flysch di Ventimiglia, nella zona di Trucco, la valle inizia ad ampliarsi e si delinea una piana di fondovalle via via sempre più estesa. All'incirca analoga è la morfologia della valle del Bevera, affluente di destra del Roja, che mostra una fitta sequenza di meandri in roccia, fino all'abitato di Torri. Più a valle, il Bevera, entrando nel dominio dei flysch scorre in un fondovalle più ampio e alluvionato. E' da notare come l'andamento planimetrico del Bevera sia caratterizzato da due netti gomiti di deviazione, a valle di Bossaré e presso Collabassa (Fig. 5). Riguardo a questa doppia deviazione sono state avanzate ipotesi da Boni & Peloso (1973), Boniet *et alii* (1989, 1991, 1995), che presuppongono un antico tracciato del Bevera verso sud, direttamente verso il mare, lungo quella che sembra la sua naturale continuazione attraverso la sella di Sant'Antonio, nella valle di Latte. Gli autori indicano una cattura da parte di un affluente del Roja facilitata da una tettonica recente della quale l'area mostra numerosi indizi. Inoltre, il torrente Latte è l'unico corso d'acqua della zona che presenta una foce a delta (Fig. 6), che peraltro a tutt'oggi è in fase di riduzione.

Il bacino del Torrente Nervia, che nasce dalle pendici del Monte Pietravecchia

PROGETTO CARG

Fig. 6 - *Parte più distale dei depositi deltizi del T. Latte. Sullo sfondo Capo Mortola.*

e sfocia a Vallecrosia, è il più esteso dell'area e copre buona parte del foglio. Esso ha una forma piuttosto stretta dalla foce alla confluenza con il T. Barbaira, poco a nord di Dolceacqua e successivamente si amplia con numerosi affluenti, tra i quali, il più importante è il già citato Barbaira. Nella zona più meridionale spiccano le falesie conglomeratiche di Santa Croce e di Monte Baraccone, il fondovalle è relativamente ampio e spesso raccordato al versante tramite depositi eluvio-colluviali. Il tratto di valle impostato prevalentemente nel flysch di Ventimiglia presenta numerosi accumuli detritici e corpi di frana e la zona di testata presenta una morfologia abrupta con profonde e strette incisioni nei termini calcarei. Vale la pena di ricordare anche il *canyon* del torrente Barbaira, con spettacolari forme di erosione fluviale: cascate e *pool*, marmitte dei giganti di dimensioni variabili dal centimetro al metro. Infine si menziona il bacino artificiale di Tenarda, nell'alta Valle Nervia che, situato a quota 1319 m, con un invaso che può contenere oltre 1.500.000 m^3 di acqua, è utilizzato principalmente per l'approvvigionamento idropotabile e idroelettrico di Sanremo.

Il carsismo

Data la notevole estensione degli affioramenti di rocce carbonatiche (ad esempio formazione del M. Grammondo, calcareniti di Capo Mortola, marne e calcari marnosi di Trucco), che spesso sono caratterizzate da fratturazioni e superfici poco acclivi, nell'area in esame sono diffusi i fenomeni carsici e le relative morfologie (Calandri, 1986). Le aree dove il carsismo è sviluppato maggiormente corrispondono all'alta valle del T. Nervia (Calandri & Campredon, 1982), in prossimità del confine francese, alla zona del M. Grammondo e ai Balzi Rossi. In quest'ultima località le grotte hanno visto una notevole frequentazione in epoca preistorica, come descritto successivamente. Nelle altre aree, sono presenti manifestazioni sia epigee con campi carreggiati e solcati, *rill*, crepacci e *canyon* carsici, sia ipogee con pozzi e cavità di varie dimensioni. Nell'alta valle del Nervia sono state individuate 56 grotte (Brixio, 1987; Calandri, 2003) nel massiccio del M. Pietravecchia e quasi tutte, tranne due, ricadono nel comune di Pigna. Se ne ricordano qui alcune: l'abisso del Pietravecchia, situato a quota 1665 m e profondo 95 m: la cavità è collegata a un complesso ipogeo che si sviluppa per 305 metri. Poco a oriente del limite del foglio si sviluppa la Tana dei Rugli (Grotta grande di Buggio), che si trova a quota 740 m, ha un'estensione di 1620 m e una profondità di 142 m. Essa si sviluppa nei calcari nummulitici del M. Toraggio e presenta una serie di gallerie, pozzi con sifoni, saloni e laghetti. La caverna della Giachera, nella valle del Rio Cervo ha uno sviluppo di 74 m e al suo interno sono stati ritrovati i resti dell'*Ursus spaeleus*. Nel comune di Olivetta San Michele, il massiccio calcareo del M. Grammondo è interessato dalla presenza di carsismo superficiale e da cavità ipogee, tra le quali si può menzionare lo Sgarbu Rundu, ubicato a quota 685 m, con uno sviluppo di 28 m e un ingresso in parete costituito da due fori circolari. La cavità è ampia e le pareti e la volta sono ricoperte di stalattiti (Calandri, 2008).

PROGETTO CARG

Il sito dei Balzi Rossi

Tra Capo Mortola e il confine di stato, in un tratto di costa alta, con pareti rocciose verticalizzate, è ubicato il sito internazionalmente conosciuto dei Balzi Rossi, nella frazione di Grimaldi. Attualmente questa parete, che raggiunge i 100 m di altezza, si trova in posizione più arretrata rispetto alla battigia e non risulta più interessata dall'azione diretta del moto ondoso, quindi può essere classificata come una falesia morta (Cortemiglia, 2004). La composizione litologica nella quale è scolpita la falesia, corrispondente ai calcari della formazione del Monte Grammondo, ha favorito lo sviluppo di fenomeni carsici e il modellamento di grotte che si sono approfondite anche per l'azione del mare e, in parte, del vento. Il sito riveste un grandissimo interesse sia dal punto di vista geologico, per i sedimenti marini fossiliferi, sia dal punto di vista paleoetnologico (Tinè, 1990), per gli abbondanti reperti che consentono di tracciare l'evoluzione geomorfologica dell'area, e la sua frequentazione da parte dell'uomo, segnandone anche le tappe cronologiche.

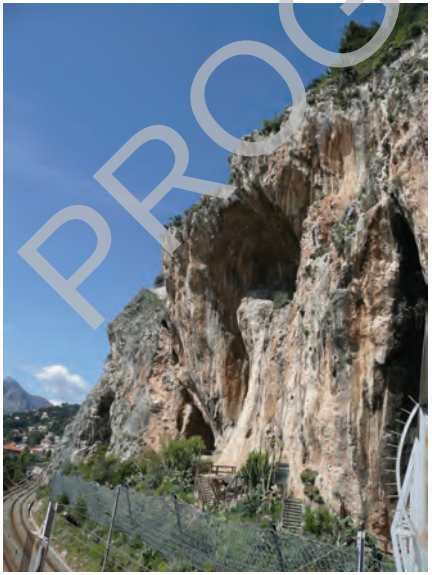
La zona archeologica comprende grotte e ripari (Fig. 7) che si aprono a varie quote, tra 8 e 17 m s.l.m., e che sono stati studiati a partire dalla metà del 1800 (Del Lucchese, 1996, *cum biblio*). Altre grotte si ritrovano in posizione più sopraelevata (a circa 100 m) sulle pendici del M. Bellenda.

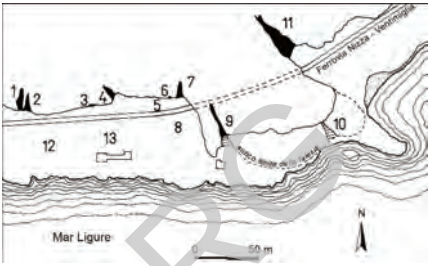
Particolarmente significative sono le testimonianze delle variazioni quaternarie del livello del mare che si riconoscono nei terrazzi marini con forme erosive (solchi di battente e fori di litodomi) e con sequenze di sedimenti conservati all'interno delle grotte (Leonardi, 1935; Blanc, 1938).

La posizione più rilevata e più antica del livello del mare è stata riconosciuta a quota 108 m s.l.m. all'interno della Grotta Voronov, dove sono presenti fori di litodomi e tracce di depositi di spiaggia riferibili al Pleistocene inferiore, in relazione al contenuto microfaunistico. In posizione più bassa (sito dell'ex birreria) è stata riconosciuta una successione interglaciale-glaciale-postglaciale (Cremaschi *et alii*, 1991). Fori di litodomi si rinvengono anche nella Grotta del Caviglione e nella Grotta dei Fanciulli tra 30 e 35 m s.l.m.; quest'ultima mostra anche un solco di battente tra 22 e 23 m s.l.m. e, inoltre, sul fondo, sono state ritrovate sabbie contenenti foraminiferi. Le quote 30-35 m sono state collegate da De Lumley (1969) a una fase trasgressiva del Pleistocene medio (all'interno della glaciazione Mindel) e i solchi a 22-23 m alla trasgressione Mindel-Riss. Altre tracce di fori di litodomi e solchi di battente sono stati individuati tra 21 e 24 metri nella Grotta Costantini, nel Riparo Mochi, nella Barma Grande e nella Grotta del Principe. Nella Barma Grande il rinvenimento di faune tirreniane (*Strombus bubonius*) pone il livello del mare tra 9,5 e 11 m sul livello attuale in corrispondenza del MIS 5,5 della curva isotopica dell'ossigeno (Federici & Pappalardo, 2006; Federici, 2007). Dopo la trasgressione tirreniana, la fascia costiera, liberata dal mare viene frequentata dall'uomo e i resti di vertebrati, cacciati dall'uomo preistorico indicano il passaggio dal clima caldo (rinoceronte, elefante, leopardo, ecc.) al clima temperato e freddo (orso, cavallo,

PROGETTO CARG

cervo, stambecco, ecc.). Le sepolture, gli abbondanti resti ossei e i prodotti delle industrie litiche rendono il complesso dei Balzi Rossi uno dei siti più significativi per la conoscenza del Paleolitico. A titolo esemplificativo si segnalano i principali rinvenimenti in alcune grotte (Tinè, 1984; Del Lucchese, 1996). Nella Grotta della Barma Grande, dove il deposito arrivava a 12 metri di spessore, dallo strumentario di pietra tipico del Paleolitico medio e, in particolare, del Musteriano, si passa agli eccezionali rinvenimenti del Paleolitico superiore, con utensili litici e statuine femminili che sono state ritrovate anche nella Grotta del Principe. Sono state inoltre rinvenute sei sepolture di individui del tipo Cro-Magnon, dotati dei propri ornamenti. Anche nella Grotta dei Fanciulli è stata ritrovata una sepoltura appartenente a un individuo del tipo Cro-Magnon (Graziosi, 1976); inoltre, una seconda ha evidenziato la presenza di due individui dagli spiccati tratti negroidi, che sono stati indicati come "razza di Grimaldi" o uomo di Grimaldi (Tiné, 1990). In realtà, come riportato in Formicola, 1991 e Formicola & Holt, 2015 l'ipotesi che gli





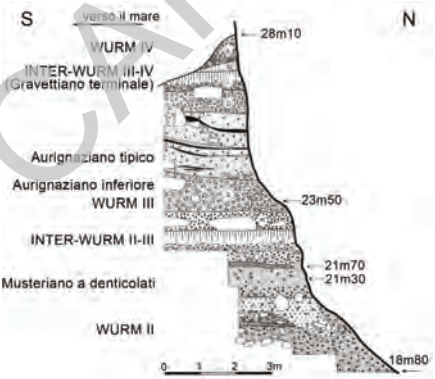


Fig. 7 - *A sinistra, l'alta parete dei Balzi Rossi con alcune delle grotte descritte nel testo, situate a monte della ferrovia. A destra, in alto, planimetria dell'ubicazione delle grotte dei Balzi Rossi. 1 - Grotta del Conte Costantini; 2 - Grotta dei Fanciulli; 3 - Riparo Lorenzi; 4 - Grotta di Florestano; 5 - Riparo Mochi; 6 - Riparo Blanc-Cardini; 7 - Grotta del Caviglione; 8 - Riparo Bombrini; 9 - Barma Grande; 10 - Barma del Bausu da Ture (distrutta da lavori di escavazione verso la fine del 1800); 11 - Grotta del Principe; 12- Ex Casinò; 13 - Ex Birreria (da Del Lucchese, 1996, mod.). A destra in basso, stratigrafia del Riparo Mochi (da Tinè, 1990).*

PROGETTO CARG

individui fossero di razza negroide fu confutata scientificamente dall'autorevole antropologo e specialista in stomatologia Legoux (1963); pertanto la supposizione che i negroidi di Grimaldi avessero preceduto la razza di Cro-Magnon non è più ritenuta attendibile.

Al Riparo Mochi (Fig. 7) il cospicuo deposito ha uno spessore di circa 10 metri e contiene resti riferibili a due intervalli distinti: il primo relativo al Musteriano (Paleolitico Medio), il secondo caratterizzato da numerosi focolari corrispondenti all'Aurignaziano e al Gravettiano (Paleolitico superiore). Le date radiocarboniche, ottenute sui residui carboniosi, hanno confermato tale cronologia. Negli strati superiori sono stati inoltre scoperti strumenti litici databili al Paleolitico Superiore (Epigravettiano) e alcune incisioni anch'esse riferibili al Paleolitico superiore. Nel 2012, Douka *et alii* hanno rivisto, con uno studio estremamente dettagliato, la stratigrafia e la cronologia dei depositi del Paleolitico del Riparo Mochi, confermando in parte le ipotesi cronologiche precedenti.

L'antropizzazione

Come diffusamente si registra in buona parte della regione, anche l'area dei Fogli Ventimiglia e Dolceacqua è caratterizzata da una pressione antropica che si concentra in corrispondenza alle morfologie più favorevoli e cioè dove le pendenze sono meno accentuate e i terreni sono prevalentemente sciolti e coltivabili. Purtroppo dato che il territorio è per la maggior parte montuoso e spesso con roccia affiorante, tali aree sono relativamente limitate, perciò intensamente sfruttate. Le coltivazioni, per lo più si sviluppano sui depositi alluvionali, sulle coltri eluvio-colluviali e, in assenza di queste, sulle coltri detritiche, anche a pendenza accentuata; tali coltri vengono rimodellate in terrazzette sostenute da muri a secco. I centri abitati e la viabilità, sono spesso collocati nei fondovalle alluvionati. La zona prospiciente il mare è quella che maggiormente risente della presenza dell'uomo. Infatti ad eccezione delle alte coste rocciose, quelle basse sono completamente edificate, le spiagge sono rimaneggiate, soprattutto dove c'è una tendenza all'arretramento in corrispondenza di impianti turistici e, inoltre, la necessità di vie di comunicazione sempre più efficaci e moderne ha richiesto la realizzazione di gallerie, ponti, viadotti, rilevati e quant'altro. Il rilevamento dei depositi quaternari ha dovuto scontrarsi con queste realtà e spesso per tali depositi, non direttamente osservabili, si è ricorsi all'interpretazione geomorfologica.

3. - GEOMORFOLOGIA DEL MARGINE CONTINENTALE

Il margine continentale della zona di confine tra Liguria e Provenza presenta una morfologia fortemente articolata per la presenza di canyon sottomarini importanti. La piattaforma, di media ampiezza (in rapporto all'intero margine alpino), si svi-

PROGETTO CARG

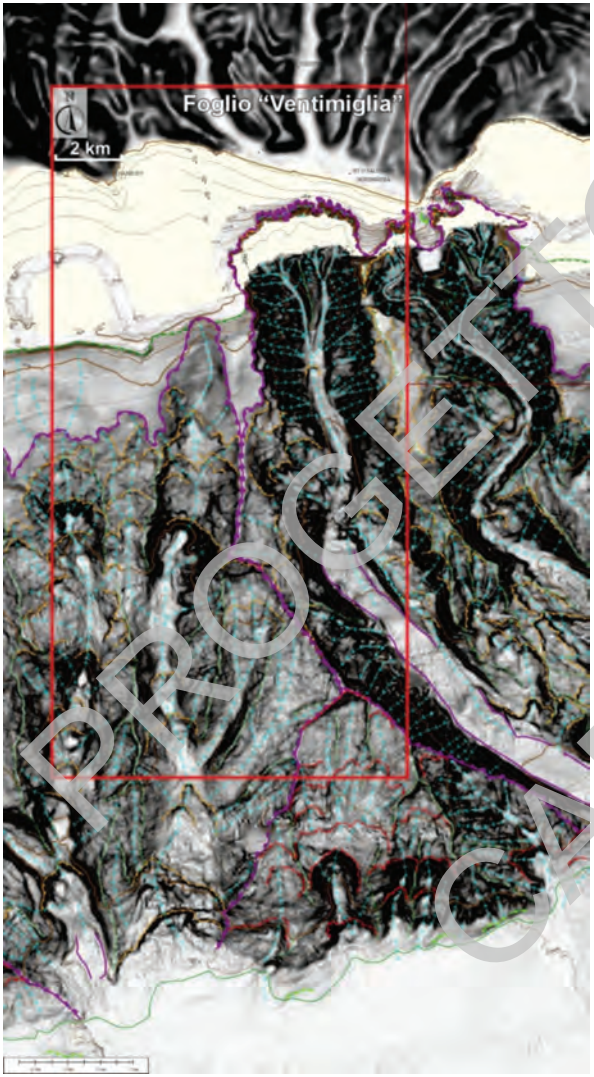


Fig. 8 - *Morfobatimetria dell'area di margine continentale in cui è inserito il Foglio Ventimiglia.*

PROGETTO CARG

luppa ad O di Ventimiglia, mentre ad E di questa scompare in corrispondenza delle testate dei canyon principali. Il ciglio si situa attorno ai -110 m; la ripida scarpata sottostante è quasi interamente occupata da canali erosivi e da masse di sedimento mobilizzate per gravità o instabili (Fig. 8) (GENNESSEAUX, MAUFFRET & PAUTOT, 1980).

Il Canyon del Roja è un ampio solco erosivo che parzialmente si confonde, ad E, col Canyon di Bordighera, situato nell'attiguo Foglio San Remo; l'ampiezza del ca-

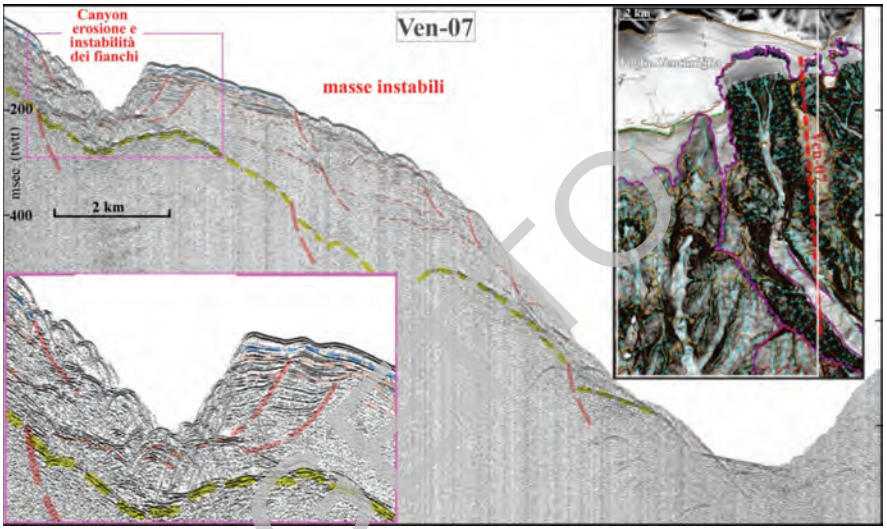


Fig. 9 - *Profilo Air-gun Ven-07 attraverso una massa di sedimento instabile, già interessata da movimentazioni gravitative. In basso a sinistra dettaglio; in altro a destra localizzazione in riferimento alla Fig. 8.*

nale rimane praticamente costante sino alla testata, che termina con molte digitazioni fortemente incise e protese verso terra sino ai -30 m. Di andamento circa N-S sino ai -800 m, il canale poi divaga per curvare verso SE nel tratto inferiore. L'attiguo, importante canale, che intacca il ciglio della piattaforma, da noi denominato Canyon della Rocca dal nome del promontorio antistante, mantiene per tutto il suo sviluppo orientamento N-S. Praticamente parallelo ad esso è il Canyon della Mortola, la cui ampia testata a più lobi si arresta ai -270 m. Tutti i canali sono articolati al loro interno da una miriade di canali minori e nicchie di distacco di numerose frane, mentre gli speroni sedimentari che li separano rappresentano masse instabili aggredite dall'erosione. Ben separati nella parte più profonda i due canyon minori tendono a riunirsi in prossimità delle testate a causa dell'erosione delle creste sedimentarie interposte (Fig. 9).

Studi recenti dimostrano che le frane sottomarine, anche se si verificano ad alta profondità, possono dare origine ad onde anomale non trascurabili (Migeon *et allii,* 2011). Una volta iniziato, il processo può propagarsi verso l'alto, destabilizzando per "sostegno manco" altre imponenti masse sedimentarie, come si riscontra nel vicino Foglio San Remo; riteniamo che il Canyon della Mortola si sia impostato con questo processo. Una volta delineato, il canale diventa sede anche di correnti trattive che lo ampliano e ulteriormente permettono al sistema erosivo di propagarsi verso l'alto. Anche il Canyon della Rocca mostra importanti nicchie di distacco al suo interno. Queste ultime, piccole o grandi, rappresentano un elemento morfologico diffuso in

PROGETTO CARG

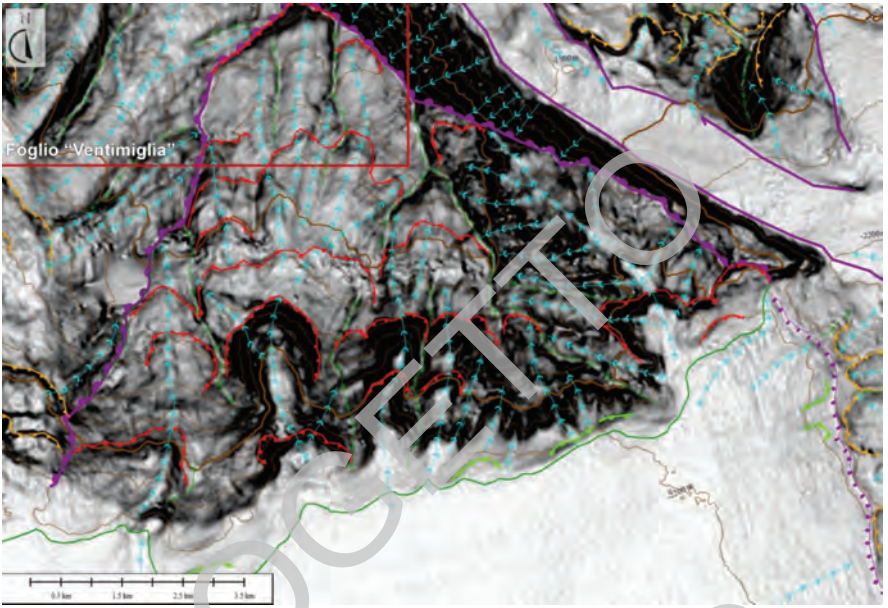


Fig. 10 - *Nicchie di distacco di grosse frane al piede della scarpata continentale. Il materiale franato è stato definitivamente allontanato. Dettaglio della parte meridionale della Fig. 8.*

tutto il Foglio, tanto da caratterizzare il margine in questione come una zona a vivace morfodinamica in atto, probabilmente propiziata dalla frequente attività sismica. Non mancano evidenze di condizionamenti tettonici per i canali minori. Nel complesso il margine è totalmente interessato da un'erosione retrogressiva che tende a trasferire i sedimenti verso la conoide profonda.

Quest'ultima inizia bruscamente al piede della ripida scarpata, in corrispondenza di linee tettoniche attive, già rilevate nel Foglio attiguo (San Remo, integrazione a scala 1:100.000).

Nella parte inferiore della scarpata, non compresa nell'area del Foglio, ampie nicchie testimoniano del distacco di imponenti frane sottomarine generatrici di correnti di torbida (Fig. 10).

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

II - CENNI SUGLI STUDI PRECEDENTI

1. - AREE EMERSE

Fra i diversi lavori della prima metà del secolo XIX, relativi alle tematiche presenti nel Foglio, vanno ricordati quelli di PARETO (1846) e SISMONDA (1866), autori di lavori stratigrafici e cartografici. Nella seconda metà dell'800, oltre ai contributi di autori francesi che portarono alla pubblicazione dei primi fogli geologici da parte del *Service Géologique National de France* a scala 1:80.000, vanno ricordati quelli del FRANCHI che, tra il 1881 e il 1893, effettua anche, per conto del Regio Servizio Geologico d'Italia, i rilevamenti del foglio 102 "San Remo" alla scala 1:100.000 che, con aggiornamenti apportati dall'Autore nel 1926, verrà poi pubblicato nel 1928.

Negli anni 1910-1912, BOUSSAC compara questo settore delle Alpi Marittime con quello dell'*Ubaye-Embrunais* e riconosce un insieme di falde di ricoprimento che riposano sul Flysch di Ventimiglia che ritiene equivalente del "*Grès d'Annot*".

Verso la metà del secolo scorso la scuola francese, sotto la guida di P. FALLOT, pubblica diversi importanti lavori (FALLOT, 1949; FALLOT & FAURE MURET, 1954; FALLOT & LANTEAUME, 1956; FAURE MURET, 1955; FAURE MURET & FALLOT, 1955; FAURE MURET *et alii*, 1957) sia sul massiccio dell'Argentera e sulle sue coperture, sia sulla zona dei flysch. Fondamentali risultano questi dati che documentano, su base micropaleontologica, un'età cretacica (Cenomaniano-Maastrichtiano) dei Flysch ad Elmintoidi.

A questi seguono diversi altri contributi da parte di ricercatori sia stranieri (perlopiù francesi), sia italiani. Fra quelli pertinenti ai fogli in questione vanno ricordati GÉZE (1956, 1960, 1961), che evidenzia eventi deformativi che hanno generato l'Arco di Nizza, riconoscendo il ruolo della disgiunzione Monaco-Sospel-Breil e

LANTEAUME (1958). Dieci anni dopo, LANTEAUME (1968) pubblica un'ampia monografia sulle Alpi Marittime franco-italiane con dati stratigrafici e strutturali fondamentali, corredata da carta geologica e schema strutturale alla scala 1:100.000. Un dettagliato resoconto di altri contributi è riportato in questo lavoro.

BODELLE & CAMPREDON (1968, 1969) riferiscono sulla stratigrafia della Formazione a *Microcodium* e dei soprastanti terreni eocenici delle Alpi Marittime franco-italiane e sul loro ruolo paleogeografico. Da segnalare ancora un contributo di STURANI (1969) sul Luteziano delle valli Roja e Bevera.

Successivamente, CAMPREDON (1977) studia le formazioni paleogeniche delle Alpi Marittime franco-italiane fornendone numerosi dati stratigrafici e tracciandone un quadro tettonico-sedimentario dal Cretacico superiore all'Oligocene inferiore.

Nel frattempo vengono forniti contributi sui lembi pliocenici della Liguria occidentale e sulla Neotettonica dei Fogli 102 - San Remo e 103- Imperia (GIAMMARINO & TEDESCHI, 1970, 1975; GIAMMARINO *et alii*, 1978; BONI & PELOSO, 1973; BONI *et alii*, 1978,1980).

Un'importante contributo per la conoscenza della geologia delle Alpi Liguri viene fornito da VANOSSI *et alii* (1984) che compendia dati stratigrafici, strutturali e modelli paleogeografici e cinematici.

Un interesse notevole ricoprono le carte geologiche alla scala 1:50.000 dei Fogli "*Viève-Tende*" (LANTEAUME, 1990) e "*Menton-Nice*" (GÈZE *et alii*, 1968), del BRGM, che coprono, il primo un esteso settore dei fogli Ventimiglia-Dolceacqua, ed il secondo un settore di confine tra le Alpi Marittime franco-italiane.

Nell'ultimo decennio del secolo scorso e nel primo decennio di questo secolo vi sono stati diversi contributi sulla successione delfinese terziaria del bacino di avampaese alpino, a carattere sia stratigrafico-sedimentologico, sia strutturale.

Fra questi, MADEDDU *et alii* (1996) studiano il regime deformativo agente sulle Alpi occidentali, evidenziando vari settori interessati da meccanismi transtensivi e transpressivi con particolare riguardo all'allineamento Taggia-Saorge.

Interessanti, a questo proposito, sono i contributi sulla sismotettonica della Liguria occidentale di EVA *et alii* (1992, 1999), che individuano strutture sismogenetiche sia a terra, sia a mare. Fra queste, viene dato un ruolo preminente alle trascorrenze Monaco-Sospel-Breil e Taggia-Saorge.

SINCLAIR *et alii* (1998) studiano la sedimentazione carbonatica eocenica delle Alpi Marittime francesi. BURGISSER & FORD (1998) evidenziano deformazioni per taglio, con due direzioni di trasporto sub-perpendicolari distinte, nella zona sud-orientale del Pelvoux.

GUPTA (1997), a sud del Pelvoux, nella zona di Champsaur, segnala una fase deformativa, con faglie inverse (troncate erosionalmente dalla discordanza basale pre-nummulitica) che tagliano i fianchi rovesci di pieghe (*fault-propagation folds*) che coinvolgono il substrato (coperture mesozoiche e basamento), che precede l'inizio della subsidenza del bacino delfinese-provenzale di avampaese (fenomeno che

PROGETTO CARG

porterà alla deposizione dei calcari nummulitici). La successione terziaria stessa è quindi deformata da sovrascorrimenti e pieghe successivi al Flysch di Ventimiglia associati alla propagazione del fronte del *thrust* pennidico.

Ford *et alii* (1999) ipotizzano un modello di flessurazione isostatica che controllava i vari stadi di sviluppo del bacino di avampaese durante la sedimentazione.

Anche in alta Provenza, i calcari nummulitici troncano erosionalmente le pieghe SW-vergenti del Cretacico superiore (Gupta & Allen, 2000). A ovest di Champsaur, nella regione di Devoluy, i calcari piegati del Cretacico superiore sono ricoperti erosionalmente e in *onlap* dai conglomerati fluviali sottostanti ai calcari nummulitici (Gupta, 1997; Gupta & Allen, 2000). La deformazione post-maastrichtiana e pre-eocenica superiore può correlarsi con il *faulting* e il *folding* osservato nella regione di Champsaur.

Contributi stratigrafico-sedimentologici sulle glauconiti del Cretaceo inferiore e sulla Formazione a *Microcodium* vengono forniti ancora da Pasquini *et alii* (2001, 2004). Analogamente, Varrone & Clari (2003) e Varrone & Decrouez (2007) rivisitano sia la Formazione a *Microcodium* sia la successione nummulitica, datandole inoltre attraverso la fauna a foraminiferi.

Giammarino *et alii* (2007) segnalano un'attività tettonica, particolarmente energica nella parte interna del bacino, agente durante la sedimentazione del flysch di Ventimiglia.

Di Marco *et alii* (2011) effettuano un rilevamento stratigrafico-strutturale sulla successione delfinese nella zona di Sospel confinante con il Foglio Dolceacqua, mettendo in evidenza tre fasi deformative duttili delle quali l'ultima, causata da una tettonica diapirica, che produce la struttura sinclinalica del M. Agasien con assi orientati E-W, circa ortogonali a quelli delle strutture precedenti.

Per quanto riguarda i depositi pliocenici, vanno segnalati i contributi di Marini (2001) con carta relativa, alla scala 1:25.000, dell'area di Ventimiglia-Bordighera stampata nel 2002, e di Breda *et alii* (2007), sugli stessi lembi pliocenici. I due lavori interpretano le associazioni, il numero di facies conglomeratiche e le strutture sedimentarie al loro interno in modo diverso: Breda *et alii* (2007) riferiscono questi depositi ad un ambiente di delta di tipo Gilbert, mentre Marini (2001) ad un generico ambiente di delta conoide nel quale queste "torbiditi" si sarebbero deposte.

Di recente pubblicazione, nell'ambito del progetto CARG, alla scala 1:50.000, è il Foglio 258-271 San Remo (Servizio Geologico D'Italia, 2010) e relative Note Illustrative (Giammarino *et alii*, 2010). A tale Foglio, che confina a occidente con i Fogli Ventimiglia e Dolceacqua, e alle relative Note illustrative si farà riferimento dal punto di vista nomenclaturale sia per quanto riguarda le unità litostratigrafiche comuni a tutti questi Fogli, sia per quanto attiene alla bibliografia.

PROGETTO CARG

2. - AREE SOMMERSE

A parte l'interesse pionieristico del Principe Alberto I di Monaco, le ricerche geologiche propriamente dette sulla zona sono iniziate nell'immediato dopoguerra con l'esecuzione di levate batimetriche ad opera di ricercatori francesi e monegaschi, in particolare il Bourcart (1958). Affinate e proseguite negli anni '60 da ricercatori francesi e italiani, quali lo stesso Bourcart (1960), Alinat *et alii* (1966,1969), Segre (1960) e Angrisano & Segre (1969), hanno conosciuto una notevole intensificazione negli anni '70 ed '80, anche grazie ai Progetti Finalizzati del C.N.R., soprattutto in funzione dell'interesse che il Bacino Ligure e i suoi margini suscitavano per la definizione dei modelli geodinamici di evoluzione del Mediterraneo occidentale e delle catene vicine. Citiamo per brevità i lavori di Alvarez (1972), Auzende, Bonnin & Olivet (1973), Burrus (1989), Fanucci & Nicolich (1984), Irr (1975), Le Pichon *et alii* (1971), Hsu, Ryan & cita (1973), Ryan (1973), Rehault, Olivet & Auzende (1974), Rehault, Boillot & Mauffret (1984), Chaumillon, Deverchère, Réhault & Gueguen (1994), Larroque *et alii* (2001, 2005), Larroque, Mercier de Lepinay & Migeon (2011), Bigot-Cormier *et alii*, (2004) e il Foglio CARG, alla scala 1:50.000, 258-271 San Remo (Servizio Geologico D'Italia e relative Note Illustrative; Giammarino *et alii*, 2010, con bibliografia).

Il tema geodinamico è stato ripreso più volte in sede internazionale da autori di spicco, ma ad una scala che non consentiva di trattare delle specificità del margine in esame.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

1. - AREE EMERSE

Se si escludono i flysch ad Elmintoidi e il flysch di Baiardo, affioranti limitatamente nella porzione sud-orientale, e i lembi pliocenici, l'area dei Fogli è occupata dalla successione meso-cenozoica delfinese-provenzale di avampaese.

La zona rappresenta un settore cruciale per la comprensione degli eventi geologici che hanno interessato il segmento meridionale delle Alpi Marittime ove, sull'avampaese europeo, vengono ad accavallarsi le falde alpine (Fig. 11). Questo settore è stato interessato dalle deformazioni alpine con pieghe e sovrascorrimenti nelle coperture osservabili anche negli archi di Nizza e del Roja.

Queste ultime, affioranti solo marginalmente, rappresentano la parte strutturalmente più elevata della catena e sono formate da successioni sedimentarie di pertinenza oceanica, dominio interposto tra le placche europea e adriatica. Il quadro geologico-regionale, assai vario e interessante, deriva dall'interazione di contesti geodinamici differenti durante le ultime fasi dell'orogenesi alpina ed è documentato dalla deposizione di una successione di avanfossa e dall'avanzamento delle unità flyschoidi, traslate e transitate sulle unità piemontesi e brianzonesi. In questo contesto si deposita, compresa tra i flysch ad Elmintoidi (e da questi in parte alimentata) e il tetto dei depositi di avanfossa (flysch di Ventimiglia) una successione (flysch di Baiardo) costituente una ristretta fascia nota anche come, a sud del Pelvoux e di Tenda, "Zona dei lembi interposti" o "Zona dei *lambeaux de charriage*" (Haccard, 1965), equivalente della zona Sub-Brianzonese di Barbier (1960).

A ovest e a nord dei fogli, al confine con la Francia, affiorano i terreni mesozoici della successione di avampaese delfinese-provenzale sui quali, dopo un periodo di emersione, si deposita la successione terziaria di *foreland* culminante con il flysch di Ventimiglia.

L'intervallo cronostratigrafico entro il quale sono comprese le successioni sopracitate va dal Triassico superiore s.l. all'Eocene superiore (Priaboniano).

Sul substrato deformato riposano, in discordanza angolare, lembi di terreni pliocenici.

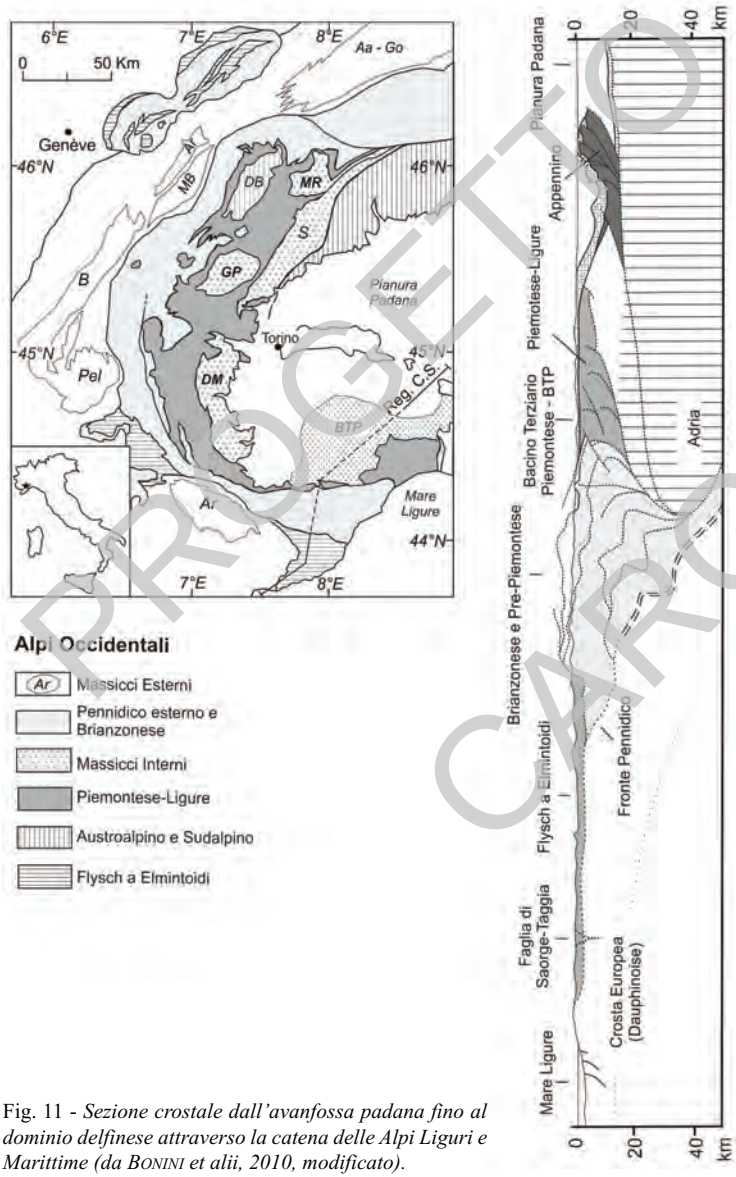


Fig. 11 - *Sezione crostale dall'avanfossa padana fino al dominio delfinese attraverso la catena delle Alpi Liguri e Marittime (da* Bonini *et alii, 2010, modificato).*

PROGETTO CARG

1.1. - Rapporti geometrici tra la successione delfinese-provenzale e le falde alpine

Come anticipato sopra, le unità tettoniche affioranti nei Fogli Ventimiglia e Dolceacqua, dall'alto al basso, sono le seguenti: Unità San Remo-Monte Saccarello e Unità Baiardo-Triora, presenti solo nella parte orientale dei fogli stessi.

L'unità di San Remo-Monte Saccarello, che si ritiene precocemente scollata dal suo substrato ofiolitico e non coinvolta nel processo di subduzione alpino, occupa la posizione geometrica più elevata nella catena delle Alpi occidentali e costituisce, in questi settori, il fronte delle falde alpine riposanti sul dominio delfinese-provenzale ove giunge verosimilmente durante l'Eocene terminale-Oligocene inferiore.

L'Unità Baiardo-Triora (Servizio Geologico D'Italia, 2010) è formata da un insieme di terreni flyschoidi, molto deformati, e da masse litiche, sia olistostromi derivanti dal fronte delle falde dei flysch ad Elmintoidi, sia rocce "esotiche", messi in posto attraverso scivolamenti gravitativi e fenomeni di erosione tettonica; soggiace all'Unità di San Remo-Monte Saccarello e riposa sulla successione mesozoico-terziaria delfinese-provenzale.

2. - AREE SOMMERSE

2.1. - Il contesto geodinamico

Il margine in esame si origina nell'Oligo-Miocene a seguito della formazione del Bacino Ligure-Provenzale. Il tratto in esame fa parte propriamente del Bacino Ligure s.s. con asse SO-NE, ruotato di circa 30° rispetto al settore provenzale e con caratteri di bacino di *pull-apart* molto evoluto (Fanucci & Nicolich, 1984); la linea che unisce Nizza a Punta Revellata in Corsica costituisce il confine ideale che lo limita ad ovest, ma non coincide con un limite geologico ben marcato, benché sia zona di massima frequenza regionale di eventi simici (Fig. 12).

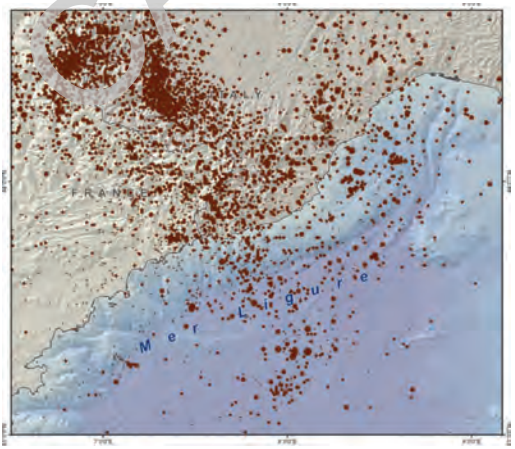


Fig. 12 - *Sismicità dell'area nel periodo 1960-2004. La gran maggioranza dei meccanismi focali noti è di natura compressiva, trascorrente o transpressiva.*

PROGETTO CARG

L'evoluzione post-apertura ha conosciuto varie fasi di cui non si intende trattare in dettaglio in questa sede. Il margine è caratterizzato prevalentemente da strutture fragili, ma nei corpi sottostanti la superficie d'erosione messiniana, anch'essa dislocata in più parti, si notano pieghe a largo raggio in terreni stratificati di natura non meglio precisabile. E' opportuno piuttosto mettere l'accento sugli eventi tettonici recenti e in atto che possono essere comuni sia al tratto studiato che ad altri tratti del margine ligure e provenzale. Ci si riferisce in particolare ai lavori di LARROQUE *et alii* (2001) e BIGOT-CORMIER *et alii* (2004) che inquadrano le strutture e i fenomeni da noi segnalati in un contesto di riattivazione mio-plio-pleistocenica del sistema crostale delle Alpi Marittime e Liguri (Fig. 13).

Il massiccio Argentera-Mercantour, accavallandosi sul substrato crostale europeo verso S e SO avrebbe innescato lo scollamento delle coperture provenzali, a livello delle evaporiti triassiche, formando gli Archi di Roja, di Nizza e di Castellane, mentre la fascia costiera e il margine sarebbero stati interessati da tettonica disgiuntiva. Dal Messiniano in poi sarebbe entrata in attività, come superficie di scollamento, la stessa Moho con l'effetto di spingere la crosta della catena e del margine ad accavallarsi su quella assottigliata o "oceanizzata" del bacino, causando locali inversioni delle faglie del margine stesso. A grandi linee il modello descritto potrebbe spiegare i caratteri tettonici da noi rilevati a patto di traslare la rampa responsabile della principale attività sismica oltre il piede della scarpata e modificarne la geometria e la cinematica in modo da poter tener conto delle componenti di trascorrenza. In sostanza andrebbe elaborato un modello tridimensionale come i recenti ed attuali programmi di ricerca tentano di fare.

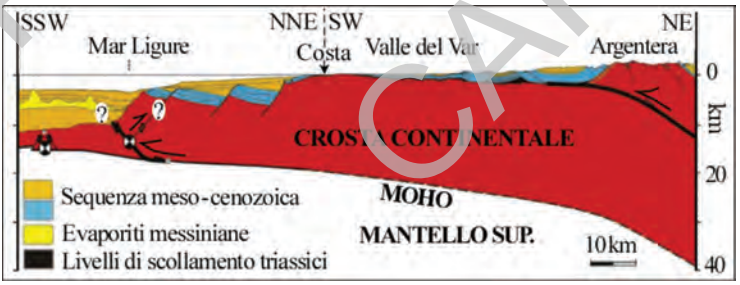


Fig. 13 - *Modello geodinamico del margine Ligure-Provenzale riguardante l'evoluzione plio-pleistocenica del sistema (da BIGOT-CORMIER et alii, 2004, modificato).*

PROGETTO CARG

IV - STRATIGRAFIA DELLA SUCCESSIONE DI AVAMPAESE, DELLE UNITÀ TETTONICHE E DELLE COPERTURE NEOGENICHE

1. - STRATIGRAFIA DELLA SUCCESSIONE DI AVAMPAESE

1.1. - Dominio Delfinese-Provenzale

La successione di questo dominio, copertura sedimentaria del massiccio cristallino dell'Argentera-Mercantour, in territorio italiano è rappresentata solo da terreni meso-cenozoici. I più antichi sono del Triassico superiore s.l. e del Giurassico e affiorano tutti, al confine italo-francese, lungo la dorsale e il versante orientale che da Grimaldi e Punta Garavano sale verso il Monte Grammondo per proseguire quindi in territorio francese al Col de Vescavo, a ovest di Olivetta S. Michele. Se si prescinde dai sedimenti, molto subordinati, del Cretacico inferiore in continuità con quelli giurassici sottostanti, sono soprattutto i depositi del Cretacico superiore che affiorano ampiamente nei Fogli Ventimiglia e Dolceacqua. A questi succede, in discordanza angolare con contatti di tipo *onlap* sui termini cretacici precedentemente deformati, la successione terziaria del bacino di *foreland* che inizia con sedimenti continentali e di transizione e culmina con il flysch di Ventimiglia: essa costituisce una serie di sinclinali discontinue sparse in entrambi i fogli, testimonianze relitte preservate dall'erosione post-paleogenica. Mentre le formazioni di questo dominio affioranti anche nel contiguo foglio 258-271 San Remo (Servizio Geologico D'Italia, 2010) sono già state codificate e le rispettive sigle compaiono nella banca dati CARG, quelle non presenti nel predetto foglio e cioè quelle ai § 2.1.1.; 2.1.2.; 2.1.3.; 2.1.4. e 2.1.6. vengono qui proposte informalmente per la prima volta.

PROGETTO CARG

1.1.1. - *Formazione del passo di Traittore* (**FPT**)

Si tratta di una successione evaporitica costituita da marne varicolori, gessi e carniole (*Keuper Auct*.) e affiora limitatamente al passo di Traittore, appena a nord del Monte Grammondo e sul crinale compreso fra la Testa di Cuori e il M. Butetta. Lo spessore complessivo dell'unità è difficilmente definibile a causa della limitatezza degli affioramenti e della loro eterogeneità composizionale e deformativa. Questi sedimenti, nei quali si trovano inclusi brandelli sia di dolomie riferibili al *Muschelkalk*, sia di carniole del Triassico inferiore, sono stati datati ad un Triassico superiore s.l. (Géze *et alii*, 1968).

1.1.2. - *Formazione del Ciucco di Gerri* (**FKG**)

È formata da calcari dolomitici chiari cui seguono calcari biancastri alternati a dolomie grigie in grossi banchi. La formazione affiora in modo più o meno continuo nella parte alta della valle del Rio Giaurosso ed in particolare a nord del M. Grammondo, con spessori massimi di circa 50 metri (l'incertezza è dovuta alla scarsa esposizione dei livelli basali di questa formazione). Nei calcari e nelle dolomie sono stati rinvenuti rari resti di coralli e frammenti di molluschi entrambi indeterminati. Lanteaume (1968) segnala il rinvenimento di livelli a *Meyendorffina* sp., *Trocholina*, Valvulinidae, Textulariidae, Ostracodi e frammenti di *Mastopora*. Queste associazioni sono state riferite al Giurassico medio, e più precisamente all'intervallo Bajociano-Bathoniano (Lanteaume, 1968; Géze *et alii*, 1968). Si è preferito in questa sede accorpare in questa formazione anche le marne ed i calcari appartenenti ai cosiddetti terreni "Retico-Hettangiani", intervallo L1-2 degli Autori Francesi (Géze *et alii*, 1968) che, sebbene mostranti deformazioni diverse e complessivamente minori rispetto all'*ensemble* triassico (da cui vanno distinti per le differenti caratteristiche reologiche), tuttavia non hanno fornito nell'area in esame una buona esposizione, né evidenze litologiche o paleontologiche tali da consentirne la distinzione in una unità litostratigrafica a sé stante.

1.1.3. - *Formazione del Monte Grammondo* (**GMM**)

La formazione del Monte Grammondo affiora lungo l'omonima dorsale in modo pressochè continuo a partire dalla costa sino all'abitato di Sospel. Essa è formata da un insieme dolomitico inferiore indifferenziato (intervallo J1-7 di Géze *et alii*, 1968), seguito da un intervallo a calcari bruni in grossi banchi e dolomie grigie (intervalli J8 e J9 di Géze *et alii*, 1968). Quest'ultimo, ben visibile nel paesaggio, nel quale forma evidenti falesie verticali, è formato da calcari sovente ricristallizzati con *Glo-*

PROGETTO CARG

bochaete, miliolidi e ostracodi indeterminabili, *Macroporella*, *Nerinea*, coralli indeterminabili e *Diceras* (LANTEAUME, 1968). Lo spessore totale dell'unità è variabile e stimabile in 80-100 m. Presso la Punta Garavano sono segnalati da FRAVEGA & VANNUCCI (1979) livelli oolitici alternati a livelli organogeni con coralli coloniali appartenenti, fra gli altri, al genere I*sastrea*, lamellibranchi, *Nerinea* spp. e *Requienia* spp., frammenti algali di *Solenopora* spp. e *Cayeuxia* spp., Dasycladacee appartenenti a diverse specie (*Salpingoporella pygmaea*, *Macroporella gigantea*, *Salpingoporella johnsoni*, *Petrascula* aff. *bursiformis*, *Triploporella* sp.) e foraminiferi (*Kurnubia palastiniensis*, *Trocholina* aff. *alpina, Nautiloculina* spp., *Pseudocyclammina* aff. *lituus*, *Labirinthina mirabilis*, *Quinqueloculina* sp.). Gli stessi autori suggeriscono per le associazioni paleontologiche studiate nell'area un'età kimmeridgiana-titoniana.

1.1.4. - *Formazione del Monte Grosso* (**GOS**)

Calcari marnosi e marne scistose con banchi glauconitici e livelli di arenarie glauconitiche, presenti sul versante orientale del M. Grammondo da M. Carpan sino a sud di Olivetta San Michele. La formazione, ove completa, è caratterizzata da alcune superfici di condensazione con mineralizzazioni fosfatiche e ferrose (*hardgrounds*) seguite da cospicui e potenti livelli a glauconie, che si intervallano alla "normale" sedimentazione carbonatica (DECARLIS & LUALDI, 2008). Nella successione stratigrafica tali livelli sono presenti in posizioni ben determinate, in corrispondenza di eventi anossici oceanici (OAEs), con una precisa collocazione cronologica ben nota in letteratura e correlabile in varie successioni distribuite lungo l'arco alpino (*e.g.* FOLLMI *et alii*, 1994). La datazione dei livelli fosfatici e fosfatico-glauconitici risulta agevolata dalla locale presenza di faune ad ammoniti, che talora raggiunge caratteri di assoluta eccezionalità in aree attigue a quelle rilevate (cfr. DELANOY, 1990). Tuttavia, tali livelli possono essere lateralmente discontinui alla piccola scala e presentare un'estrema variabilità laterale, mentre alcuni di essi possono ridursi o mancare del tutto; nell'area in oggetto le condizioni di affioramento non hanno consentito di misurare una successione completa, ma solo di osservarne la caratteristica porzione inferiore calcareo-marnosa (n1-4 di GÉZE *et alii*, 1968) che conserva un *hardground* basale (Valanginiano-Hauteriviano) e le arenarie glauconitiche di età albiana e cenomaniana *p.p.* (C1 di GÉZE *et alii*, 1968; Lanteaume, 1968; PASQUINI *et alii*, 2004).

La formazione è ascrivibile all'intervallo Valanginiano-Cenomaniano e consta di una potenza totale stimata che raggiunge i 50-60 m.

PROGETTO CARG

1.1.5. - *Marne e calcari marnosi di Trucco* (**TUC**)

Calcari e calcari marnosi, di piana bacinale, in strati di spessore decimetrico e pluridecimetrico con interstrati marnosi che si alternano dapprima in proporzioni variabili e verso l'alto diventano più fitti e di spessore maggiore. La formazione affiora nella parte occidentale e in quella settentrionale dei due fogli dove offre buone esposizioni sia lungo tutta la parte italiana della Val Roja tra Trucco e il confine, sia dal Passo Muratone lungo la via che porta al Monte Toraggio. I piegamenti presenti all'interno della formazione rendono di difficile definizione il suo spessore massimo che può essere valutato attorno ai 200 m.

Diversi campioni di questa formazione sono stati raccolti sino al suo tetto, cioè sino al contatto con i soprastanti calcari nummulitici o con la formazione a *Microcodium*. In tutti i campioni, raccolti nelle sezioni di Rocchetta Nervina, S. Michele e Trucco, l'abbondanza totale di nannofossili per campione è in genere scarsa, le associazioni sono mal conservate e selezionate dalla diagenesi con arricchimento delle specie più resistenti alla dissoluzione.

A Rocchetta Nervina le associazioni a nannofossili dei campioni sono simili per composizione tassonomica. Esse sono dominate da forme resistenti alla diagenesi quali *Watznaueria barnesiae* e *Micula decussata* in associazione con *Calculites obscurus* abbastanza frequente, *Broinsonia parca parca*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Quadrum gartneri*, *Calculites ovalis*, *Cretarhabdus surirellus*, *Praediscosphaera* sp., *Cribrosphaerella ehrenbergii, Eiffellithus eximius*, rarissimi esemplari di *Uniplanarius gothicus e Uniplanarius trifidus*.

Pertanto l'intervallo stratigrafico analizzato della formazione, per le caratteristiche tassonomiche dell'associazione è attribuibile alle Zone CC22-CC23 indistinte (Sissingh, 1977; Catanzariti & Perilli, 2011) del Campaniano superiore-Maastrichtiano inferiore.

Tra i campioni analizzati a S. Michele solo un campione contiene un'associazione sufficientemente conservata e diversificata da permettere un'attribuzione biostratigrafica, gli altri campioni sono o sterili, oppure contengono rare *Watznaueria barnesiae*.

In tale campione è stata rinvenuta la seguente associazione: *Watznaueria barnesiae, Calculites obscurus, Micula decussata, Cyclagelospahera margerelii, Lucianorhabdus cayeuxii, Broinsonia parca parca, Cretarhabdus crenulatus, Eiffellithus eximius*. E' presente inoltre uno scarso rimaneggiamento di specie del Cretacico inferiore. L'associazione pertanto consente di attribuire questo intervallo della formazione alle zone CC18-CC19 indistinte del Campaniano.

Se l'associazione non è stata troppo selezionata dalla diagenesi, ipotesi possibile, allora il livello analizzato appartiene ad una porzione stratigrafica più antica della formazione rispetto a quella analizzata a Rocca Nervina.

Anche per la sezione Trucco alcuni campioni sono risultati completamente

PROGETTO CARG

sterili mentre gli altri campioni hanno mostrato uno scarso contenuto in nannofossili calcarei.

Questi ultimi contengono associazioni caratterizzate da *Watznaueria barnesiae*, *Broinsonia parca parca*, *Braarudosphaera* sp., *Micula decussata, Lucianorhabdus cayeuxii, Cretarhabdus surirellus, Calculites obscurus*. I campioni sono pertanto riferibili, come per la sezione di S. Michele, alle zone CC18-CC19 indistinte del Campaniano inferiore. Pertanto le marne e calcari marnosi di Trucco possono essere attribuiti al Campaniano inferiore- Maastrichtiano inferiore.

Il fatto che il tetto della formazione sia a S. Michele, che a Trucco, sia più antico di quello della sezione di Rocchetta Nervina, significa anche che l'erosione pretrasgressione terziaria si è esercitata in modo differente in aree diverse, risultando ovviamente più energica nel settore occidentale, asportando i terreni cretacici più recenti del Campaniano superiore e del Maastrichtiano inferiore.

1.1.6. - *Formazione a Microcodium (Microcodium Auct.)* (**MIC**)

Questa formazione, descritta per la prima volta da Faure Muret & Fallot (1954) e studiata da Lanteaume (1968) e Sturani (1969), è stata successivamente riesaminata sia da Pasquini *et alii* (2001), sia da Varrone & Clari (2003). In questi lavori la formazione viene suddivisa in diverse facies, tuttavia non sempre presenti negli stessi settori, collocate in un quadro evolutivo paleoambientale abbastanza simile. L'aspetto sul quale gli autori non concordano è la collocazione delle arenarie a nummuliti sottostanti i calcari nummulitici, che secondo Pasquini *et alii* (2001) costituirebbero la base di questa formazione, mentre Varrone & Clari (2003) le attribuiscono al tetto della formazione a *Microcodium*. Poiché in diversi punti dei fogli in cui le quarzoareniti sono state rinvenute, con spessori anche di alcune decine di metri, contengono *Nummulites* gr. *puschi* e *Nummulites* gr. *brongniarti* e costituiscono anche l'unico termine interposto tra il substrato cretacico e le calcareniti di Capo Mortola (**NCM**), sono qui considerate come l'inizio della trasgressione e riferite quindi alla formazione soprastante.

La formazione a *Microcodium* affiora in modo discontinuo e discordante, al tetto dei terreni del Cretacico superiore, alla base dei depositi marini di piattaforma dei calcari nummulitici con spessori variabili da 0 a più di 100 m (Pasquini *et alii*, 2001). Gli affioramenti migliori sono presenti nel fianco orientale della sinclinale di Olivetta lungo la strada che da questa località scende verso S. Michele, sullo stesso fianco, rovescio, al Monte Tron, e sul crinale orientale che dal monte scende verso il Fiume Roja, a SW di Fanghetto. La formazione a *Microcodium* prosegue quindi, sullo stesso fianco della stessa struttura, in modo più o meno discontinuo, sino alla costa e presenta, lateralmente, caratteri variabili, sia per quanto riguarda il numero di facies, sia per gli spessori.

PROGETTO CARG

Tra le facies più caratteristiche si segnalano: a) marne, da grigie a rossastre, con abbondante bioturbazione e strutture da *Microcodium* (Fig. 14); b) conglomerati e brecce a tessitura clasto-sostenuta, con clasti di selce, quarzo, siltiti glauconiose, calcari, dolomie e marne; c) marne e calcari micritici in strati sottili con noduli e liste di selce nera. In questi ultimi STURANI (1969) e CAMPREDON (1977) hanno rinvenuto, nelle sezioni di Bevera e Trucco, Ceritidi, Cirene e Ostreidi. I sedimenti di questa formazione sono stati interpretati come depositi di ambiente di estuario (PASQUINI *et alii*, 2001).

Secondo i dati presenti in letteratura la parte alta della formazione è riferibile al Luteziano superiore (LANTEAUME, 1968; STURANI, 1969) oppure al Bartoniano inferiore (VARRONE & DECROUEZ, 2007). Questi ultimi tuttavia considerano utili ai fini della datazione le quarzo-areniti superiori qui invece associate alle calcareniti di Capo Mortola. La formazione può essere pertanto dubitativamente ascritta all'intervallo Paleocene-Luteziano superiore.

1.1.7. - *Calcareniti di Capo Mortola* (**NCM**)

Conosciute in letteratura come "calcari a nummuliti", rappresentano il prodotto della trasgressione eocenica i cui sedimenti, di piattaforma terrigena e localmente di

Fig. 14 - *Facies marnosa rossastra tipica della formazione a Microcodium (Strada Provinciale 73 tra Olivetta e San Michele).*

PROGETTO CARG

scarpata interna a macroforaminiferi, sono noti da tempo e citati in bibliografia (Boussac, 1912; Lanteaume, 1968; Vanossi *et alii*, 1984). La formazione affiora in corrispondenza di sinclinali allungate in direzione circa nord-sud, nella parte centrale dei fogli, dalla costa (N di Capo Mortola) sino al confine settentrionale italo-francese e sui monti Toraggio e Pietravecchia.

La porzione inferiore dell'unità è costituita da arenarie biancastre alla cui base è talora presente un orizzonte conglomeratico contenente anche clasti di marne a *Microcodium*. Le arenarie vanno da quarzoso-feldspatiche (grovacche) a prevalentemente quarzose (arcose) in strati da decimetrici a metrici, con bioclasti costituiti da nummulitidi. Queste passano a calcareniti, in banchi massicci e potenti anche diversi metri, privi di strutture sedimentarie, con locali orizzonti conglomeratici basali e abbondanti associazioni a macroforaminiferi (Fig. 15) di dimensione anche pluricentimetrica, coralli sia isolati, come *Trochosmilia corniculum*, sia coloniali (Carbone *et alii*, 1980), megalodontidi e alghe calcaree. Nei settori settentrionali dei fogli il contenuto in macroforaminiferi è localmente subordinato a quello delle alghe calcaree, aspetto peraltro già segnalato da Lanteaume (1968) e che ha indotto gli autori del Foglio 258-271 San Remo (Servizio Geologico D'Italia, 2010) a istituire il membro calcareniti di Loreto (**NCM$_1$**) caratterizzato appunto da un maggior contenuto in alghe rispetto ai settori meridionali (Capo Mortola), dove prevalgono i macroforaminiferi. In questa sede non si procederà ad una suddivisione in membri in

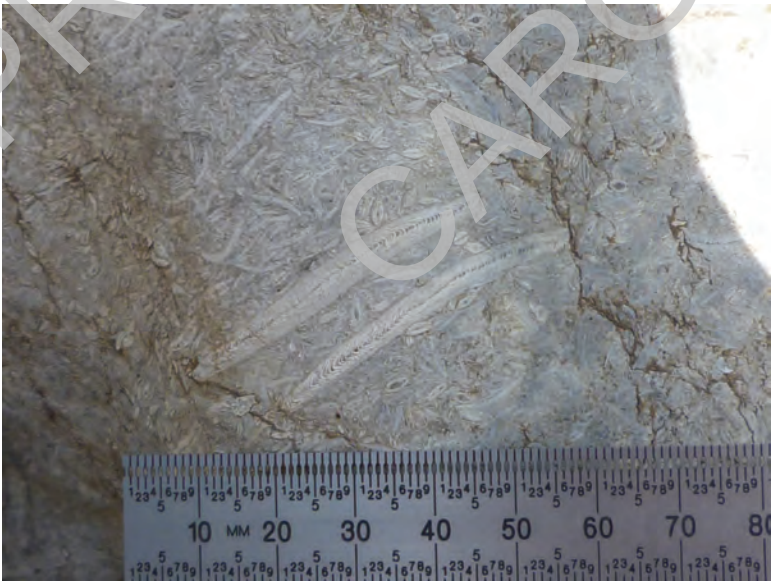


Fig. 15 - *Facies a macroforaminiferi delle calcareniti di Capo Mortola (località Capo Mortola).*

PROGETTO CARG

quanto si è ritenuto che tali differenze nel contenuto paleontologico non rappresentino un carattere utile e sufficiente ad operare rilevanti distinzioni litostratigrafiche, quanto piuttosto esprimano una locale variazione di facies.

Le calcareniti sono alternate a orizzonti siltoso-arenaceo e marnosi il cui spessore diventa predominante via via verso il tetto dell'unità al passaggio con le marne di Olivetta San Michele.

Lo spessore di questa unità varia da circa 40 a 110 m.

I campioni esaminati hanno rilevato la presenza di macroforaminiferi come *Gypsina globula*, *Lenticulina* sp., *Asterocyclina* sp., *Discocyclina* sp., *Orbitoclypeus* sp., e, oltre a grossi esemplari di *Nummulites* sp. ed *Assilina (Operculina)* sp., anche *Nummulites* cf. *brongniarti* e *Nummulites* cf. *perforatus* riferibili alla biozona SBZ 17 di Serra-Kiel *et alii* (1998) e alla biozona locale MALF1 (Varrone & Decrouez, 2007), cioè nel Bartoniano inferiore.

Sono presenti anche associazioni ad alghe calcaree localmente predominanti rispetto ai foraminiferi (fra le quali: *Lithoporella, Lithotamnion*).

Gli intervalli marnosi intercalati alle calcareniti ed affioranti nella stessa sezione hanno fornito associazioni a foraminiferi in genere mal conservate e caratterizzate da rari o rarissimi individui; tra questi da segnalare la presenza, seppur modesta e sporadica, delle specie planctoniche *Morozovella* cfr. *aragonensis*, *Turborotalia cerroazulensis frontosa* e dei generi *Globigerinatheka* ed *Acarinina*.

Sulla base dell'associazione a foraminiferi planctonici sopra descritta le calcareniti di Capo Mortola possono essere attribuite al Luteziano superiore.

Tuttavia, sulla base di questi dati e di quelli presenti in letteratura la formazione è riferibile al Luteziano superiore-Bartoniano inferiore.

1.1.8. - *Marne siltose di Olivetta S. Michele* (**OSM**)

Note in letteratura come "marne a globigerine" (Campredon, 1977) si sviluppano al di sopra delle calcareniti di Capo Mortola con passaggio graduale costituito da banchi alternanti delle due diverse litofacies sia al tetto delle calcareniti che nella parte inferiore delle marne. Si tratta di emipelagiti rappresentate da marne bluastre, marne siltose e marne calcaree, biancastre sulla superficie di alterazione, con strati di spessore decimetrico e metrico, frequentemente caratterizzate da un clivaggio di frattura verticale tipo *pencil cleavage* a luoghi molto penetrativo.

Affiorano in corrispondenza delle sinclinali citate sopra (§ 2.1.7) per uno spessore massimo di 100 m.

I campioni prelevati nei dintorni di Olivetta San Michele per l'analisi sia delle associazioni a foraminiferi sia per lo studio delle nannoflore calcaree hanno fornito, seppur con riserva, una età bartoniana (dubitativamente luteziana sup.) -priaboniana inferiore.

Nella porzione basale dell'unità sono infatti presenti le specie a foraminiferi

PROGETTO CARG

planctonici *Globigerinatheka* spp., ad esclusione di *G. semiinvoluta*, *T. cerroazulensis pomeroli* e *T. cerroazulensis cerroazulensis*, mentre salendo verso il tetto, compare anche la specie *G. semiinvoluta*, la cui prima comparsa si verifica durante il Bartoniano sommitale e insieme a *T. cerroazulensis cerroazulensis* caratterizza il Priaboniano inferiore. Zone IFP 16 – IFP17. I foraminiferi bentonici rinvenuti (*Nuttalides trümpy*, *Anomalinoides alazanensis*, *Gyroidinoides girardanus* e *Vulvulina spinosa*), sono in accordo con i dati sopra menzionati. In particolare la specie *N. trümpy* è segnalata in area mediterranea (MANCIN *et alii*, 2003; 2007) limitatamente distribuita fino al Priaboniano inferiore.

Nelle note illustrative del Foglio San Remo (GIAMMARINO *et alii*, 2010), le marne siltose di Olivetta S. Michele sono state attribuite al Luteziano superiore-Bartoniano.

2.1.9. - *Flysch di Ventimiglia* (**FYV**)

Noto anche come *Grès d'Annot* degli AA. Francesi (LANTEAUME, 1968), l'unità è formata da ritmi torbiditici costituiti da alternanze di arenarie e peliti di colore grigio marrone. La formazione è variamente distribuita nei fogli, occupa il nucleo di strutture sinclinaliche ed affiora nel settore centro-orientale del Foglio Dolceacqua, sino sulle pendici meridionali del M. Toraggio, ove raggiunge uno spessore massimo di circa 400 m. La formazione è costituita da arenarie grossolane gradate e arenarie fini in banchi e strati con intercalazioni siltoso-arenacee e siltoso-argillose; presenti livelli argillo-marnosi e talora calcareo-marnosi. Gli strati presentano frequenti strutture sedimentarie con impronte da carico, lamine pianoparallele e convolute, *flute casts* e spettacolari fenomeni di *slumping* (Fig. 16). La composizione delle arenarie, che è data da quarzo, K-feldspati e fillosilicati rappresentati da clorite, muscovite e biotite, varia da termini arcosici a grovacche con poca o tanta matrice e presenza di cemento carbonatico.

In diverse posizioni stratigrafiche all'interno del flysch di Ventimiglia e in varie località (Olivetta San Michele, Sealza, Verrandi-Dolceacqua-M. Olivastro) all'interno del foglio, sono stati rinvenuti alcuni potenti strati di megabrecce la cui composizione è dominata da blocchi e megablocchi di marne siltose di Olivetta S. Michele ma include una percentuale subordinata di strati contorti di flysch di Ventimiglia, di norma più frequenti alla base (**do**: Litozona di Dolceacqua). In numerosi affioramenti (ad esempio Olivetta San Michele) la megabreccia passa verso l'alto, sia con passaggio netto sia gradazionale, a un conglomerato con simile composizione. La correlazione di sezioni di dettaglio, evidenza un contatto basale con troncatura erosiva di flysch di Ventimiglia che localmente arriva ad approfondirsi di alcune decine di metri. Nell'area della Val Nervia gli strati di megabrecce raggiungono spessori cartografabili e notevole continuità laterale, rappresentando perciò un utile *marker*. Questi depositi, già cartografati nel fo-

PROGETTO CARG

glio geologico 1:100.000 “San Remo” (Franchi, 1928) e segnalati in letteratura (Giammarino *et alii* 2007), sono interpretabili come il prodotto di collassi gravitativi ricorrenti lungo i fianchi del bacino torbiditico che accoglieva la deposizione di flysch di Ventimiglia. A partire da un iniziale scivolamento planare di blocchi isolati, sottopendio, l’evento gravitativo si sarebbe modificato in debris flow a seguito della progressiva disgregazione meccanica dei blocchi e l’incorporamento di sedimenti dal substrato.

I campioni raccolti limitatamente nella parte basale dell’unità hanno fornito associazioni a foraminiferi poco significative (grandi globigerinidi e *Catapsydrax dissimilis*) dubitativamente attribuibili al Priaboniano superiore prevalentemente sulla base della posizione stratigrafica soprastante le marne siltose di Olivetta S. Michele.

Come nel Foglio San Remo (Giammarino *et alii*, 2010), questa formazione viene attribuita al Bartoniano superiore-Priaboniano inferiore.

2. - STRATIGRAFIA DELLE UNITÀ TETTONICHE

Nei Fogli 257 Dolceacqua e 270 Ventimiglia sono presenti unità tettoniche rife-

Fig. 16 - *Visione dello spettacolare slump nei pressi di Villatella.*

PROGETTO CARG

rite a due domini paleogeografici: l'Unità di San Remo-Monte Saccarello, di pertinenza Piemontese-Ligure, e l'Unità Baiardo-Triora che costituisce la Zona dei Lembi Interposti. Le rispettive successioni stratigrafiche, di seguito descritte, sono riassunte nella figura 17.

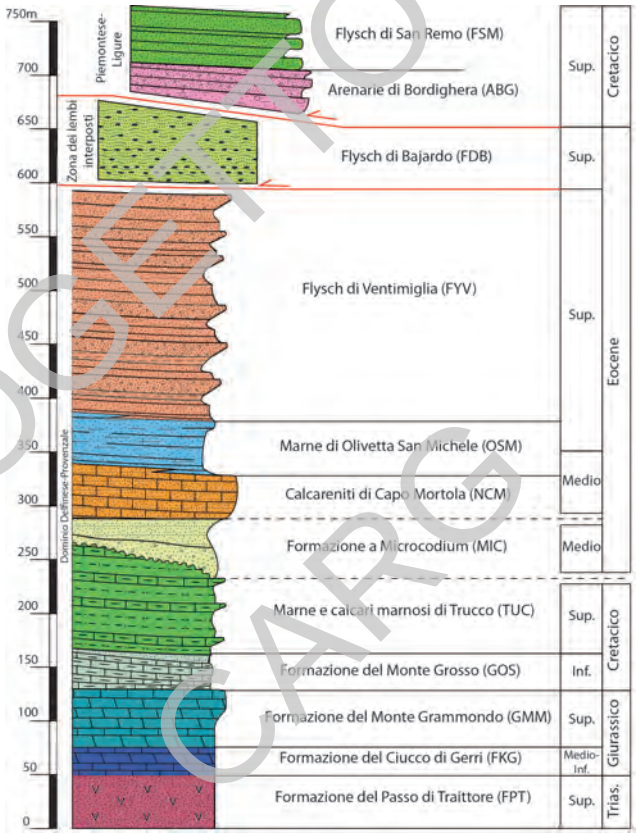


Fig. 17 - *Colonne stratigrafiche delle unità tettoniche e della successione delfinese-provemzale.*

PROGETTO CARG

2.1. - Dominio Piemontese-Ligure

È rappresentato dall'unità tettonica San Remo-Monte Saccarello che è formata da una successione depostasi nell'area oceanica tetidea prospiciente il margine europeo ed affiora solo marginalmente nel settore sud-orientale dei Fogli.

2.1.1. - *Unità tettonica San Remo-Monte Saccarello*

2.1.1.1. - Arenarie di Bordighera (**ABG**)

L'unità fomalizzata affiora subordinatamente nei settori orientali, al limite con il Foglio San Remo (nei Fogli Ventimiglia e Dolceacqua), a nord di Bordighera nei dintorni di Vallebona e si trova associata al membro "Villa Faraldi" (**FSM$_2$**) del flysch di San Remo. L'unità è stata formalizzata da DELFRATI *et alii* (2000) nel Quaderno 7 del SGN.

Si tratta di arenarie da medie e grossolane, sino a termini conglomeratici fini, in banchi talora amalgamati. Le facies arenaceo-conglomeratiche si trovano di norma verso la base dei corpi arenacei e gli elementi conglomeratici sono concentrati verso la base degli strati arenacei. I conglomerati hanno composizione silicoclastica, con matrice arenacea e subordinato cemento carbonatico interstiziale. La loro composizione è data da quarzo mono e policristallino, K-feldspati e abbondanti litici rappresentati da graniti, prevalenti sia sui porfidi, quarziferi e non, sia sugli gneiss.

Le arenarie sono costituite da quarzo mono e policristallino, K-feldspati e plagioclasi subordinati, muscovite, biotite e litici litologicamente simili a quelli presenti nei conglomerati.

Lo spessore dell'unità, affiorante nei fogli in oggetto in successione rovesciata, è piuttosto esigua (stimabile in poche decine di metri) poiché risulta elisa della sua porzione basale ad opera di un sovrascorrimento; tuttavia l'intero complesso dei depositi gravitativi delle Arenarie di Bordighera vanta in aree attigue una potenza stimata in circa 500 metri (GIAMMARINO *et alii*, 2010).

Nelle sezioni analizzate ai fini biostratigrafici le specie di nannofossili dominanti sono *Micula decussata* e in subordine *Watznaueria barnesiae*; in associazione sono inoltre presenti nella porzione basale della successione *Uniplanarius gothicus* e *Uniplanarius trifidus,* mentre nella porzione sommitale si registra la FO di *Lithraphidites quadratus*. Le Arenarie di Bordighera sono pertanto state riferite alle Zone CC22 - CC25 parte alta (SISSINGH, 1977) e quindi all'intervallo Campaniano superiore-Maastrichtiano medio-sup. in accordo con GIAMMARINO *et alii* (2010).

2.1.1.2. - Flysch di San Remo (**FSM**)

L'unità è presente, nelle località indicate per le Arenarie di Bordighera (**ABG**) con le quali si trovano a contatto, all'incirca con la stessa estensione areale.

*2.1.1.2.1.- Membro Villa Faraldi (**FSM$_2$**)*

È stato individuato nel foglio Imperia ed è presente limitatamente nei settori orientali dei Fogli Dolceacqua e Ventimiglia. La definizione di questo membro segue quella di SAGRI (1984), ripresa da GIAMMARINO *et alii* (2010) nel Foglio San Remo

PROGETTO CARG

e coincide con il membro calcareo di LANTEAUME (1957) e GALBIATI (1991).

Dato l'esiguo spessore affiorante per il fatto che rappresenta, con il membro San Lorenzo e le Arenarie di Bordighera, il fronte dell'unità San Remo-Monte Saccarello, non sono presenti e quindi riconoscibili tutti i ritmi torbiditici, che risultano per di più scompaginati perché tettonizzati, riconosciuti nei fogli San Remo e Imperia. Si osservano marne e arenarie calcaree, calcilutiti e torbiditi arenaceo-argillitiche, rari strati calcilutitici passanti verso l'alto a strati marnoso-arenacei. Lo spessore di questo membro è di alcune decine di metri, di molto inferiore alle svariate centinaia di metri che invece raggiunge nei fogli San Remo e Imperia.
I campioni analizzati per la determinazione cronologica del membro Villa Faraldi, raccolti sia nel foglio Imperia (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, in stampa,) sia nel foglio San Remo (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2010,) contengono nella parte basale associazioni, a nannofossili caratterizzate da *Uniplanarius trifidus*, *Broinsonia parca parca, Calculites obscurus, Lucianorhabdus cayeuxii, Quadrum gartneri, Micula decussata, Uniplanarius gothicus, Watznaueria barnesiae* ed è pertanto riferibile alle Zone CC22-CC23 indistinte del Campaniano superiore - Maastrichtiano inferiore, come già documentato da GALBIATI & COBIANCHI (1997).
Nella parte alta del Membro di Villa Faraldi le associazioni a nannofossili sono caratterizzate da *Watznaueria barnesiae, Micula decussata, Uniplanarius sissinghii, Micula murus*. Sulla base di queste si conferma l'attribuzione alla parte alta della Zona CC25 del Maastrichtiano superiore.
Pertanto, sulla base delle associazioni a nannofossili calcarei, il membro Villa Faraldi è stato datato nel Foglio Imperia al Campaniano superiore *p.p.*-Maastrichtiano superiore, età confermata anche da GIAMMARINO *et alii* (2010).

*2.1.1.2.2. - Membro San Lorenzo (***FSM$_4$***)*

Già indicato come "complesso a" *p.p.* da BONI & VANOSSI (1960), e come "litofacies D" da SAGRI (1984) affiora, come la restante parte dell'unità, solo marginalmente a oriente dei fogli Ventimiglia e Dolceacqua. In esso prevalgono gli strati arenaceo-argillitici con intercalazioni di calcilutiti e rari strati marnoso-arenacei di spessore massimo di 1-2 m. Le arenarie sono costituite da quarzo, mica bianca, K-feldspati, opachi, glauconite; presenti rari bioclasti indeterminabili. Le calcilutiti, finemente detritiche, con quarzo e miche, contengono talora frazioni siltitiche a miche bianche, quarzo e opachi e associazioni a globotruncane.

Lo spessore del membro, che qui raggiunge solo alcune decine di metri per le ragioni esposte sopra, nel contiguo Foglio San Remo è di 300 m, mentre nel Foglio Imperia è di ben 600 m circa.
Le associazioni a nannofossili, analizzate nel foglio Imperia (DALLAGIOVANNA *et alii*, in stampa), sono dominate da *Micula decussata* e *Watznaueria barnesiae*, comune presenza di *Arkhangelskiella* spp., rare ma continue *Prediscosphaera creta-*

PROGETTO CARG

cea e *Micula praemurus, Micula murus.* Rari esemplari di *Nephrolithus frequens*. La sezione è attribuibile alle Zone CC25 parte alta - CC 26 (SISSINGH, 1977) del Maastrichtiano superiore.

2.2. - ZONA DEI LEMBI INTERPOSTI

Compreso tra il tetto della successione autoctona di avampaese (flysch di Ventimiglia) e la base della falda dei flysch ad Elmintoidi affiora un complesso di terreni ("olistostromi" e scaglie tettoniche) che è noto in letteratura anche come "Complesso di progressione" o "*Schistes-à-blocs*" e che comprende, al suo interno, olistoliti sia di rocce "esotiche" mesozoiche -verosimilmente provenienti da successioni brianzonesi- sia derivanti dalla falda dei flysch ad Elmintoidi e dalle Arenarie di Bordighera. Si nota anche una commistione tra il flysch di Baiardo ed il flysch di Ventimiglia.

Tali lembi indicano che il trasporto tettonico della falda dei flysch ad Elmintoidi si è realizzata in ambiente sottomarino "raschiando", durante il suo cammino, anche rocce di pertinenza brianzonese che venivano inglobate nei sedimenti sintettonici del flysch di Baiardo assieme agli olistostromi flyschoidi caduti nel bacino durante il loro avanzamento.

2.2.1. - *Unità tettonica Baiardo-Triora*

2.2.1.1. - Flysch di Baiardo (**FDB**)

Così denominato da LANTEAUME (1956), il flysch di Baiardo affiora nei settori orientali del Foglio Dolceacqua (a sud di Soldano e nei dintorni di Dolceacqua). La sua denominazione storica è entrata a far parte del database CARG con la realizzazione del Foglio San Remo sebbene l'unità non sia stata ancora ufficialmente formalizzata.

Giace sovrapposto al flysch di Ventimiglia, talora in palese contatto tettonico, talora con superfici di contatto di originaria dubbia natura successivamente tettonizzate. Soggiace in contatto sicuramente tettonico ai terreni dell'unità tettonica di San Remo-Monte Saccarello.

È costituito nell'area rilevata da arenarie fini e medie ospitanti talora intercalazioni siltoso- argillose. Esse formano una sorta di "massa di fondo" che molto spesso ingloba elementi sub-angolosi di flysch di Ventimiglia e di flysch di San Remo (Fig. 18) di pezzatura da centimetrica a pluridecimetrica (tessitura *clast-in-matrix:* FESTA *et alii*, 2010). Più rari, ancorchè presenti, sono gli olistoliti di flysch di Ventimiglia di maggiore dimensione (plurimetrici). Talora il flysch di Baiardo manca totalmente di un'organizzazione interna, presentandosi completamente caoticizzato; talora si

PROGETTO CARG

osserva una stratificazione relitta a luoghi pesantemente e disomogeneamente deformata. I contatti con il flysch di Ventimiglia sono spesso associati ad una fitta rete di vene di calcite sub-parallele al piano di stratificazione del substrato. La messa in posto del flysch di può essere messa in relazione con il complesso sistema tettonico-deposizionale espresso nelle zone di convergenza che precedono e accompagnano la creazione della catena; il complesso del prisma di accrezione genera olistostromi causati dall'instabilità dei sedimenti accumulatisi per *off-scraping* del fondo del bacino (flysch di Ventimiglia). Questi si sedimentano innanzi al prisma e durante il suo movimento relativo verso l'avampaese, vengono in parte cannibalizzati per essere nuovamente risedimentati, in parte finiscono con il soggiacere al prisma stesso formando un complesso di avanzamento (*olistostromal carpet*: Festa *et alii*, 2010). Ne risulta un *ensemble* tettonico-sedimentario difficilmente risolvibile, le cui facies e dinamiche deposizionali possono variare sensibilmente da luogo a luogo e generare numerose ambiguità interpretative.

Nell'area dei fogli lo spessore della formazione può raggiungere circa100 m.

Per la mancanza di *marker* biostratigrafici affidabili accanto a faune fortemente rimaneggiate, questa formazione viene attribuita, come nel Foglio San Remo (Giammarino *et alii*, 2010), al Priaboniano inferiore.

Fig. 18 - *Flysch di Baiardo: blocchi "esotici" inglobati in una matrice argillosa (Colla Langan).*

PROGETTO CARG

3. - STRATIGRAFIA DELLE COPERTURE NEOGENICHE

3.1. - Depositi pliocenici

I depositi pliocenici più significativi dei Fogli Ventimiglia e Dolceacqua sono preservati in cinque lembi costieri che si succedono, da ovest verso est, nel modo seguente: Monte Magliocca, Monte Baraccone, Monte Santa Croce, Monte Bauso e Torre Mostaccini. Tali lembi sono separati tra loro solo dai depositi alluvionali recenti dei corsi d'acqua Roja, Nervia, Vallecrosia e Borghetto. Inoltre i depositi pliocenici di T. Mostaccini sono isolati da quelli del M. Bauso anche dall'emergenza del substrato pre-pliocenico. Piccole porzioni di depositi pliocenici completamente circondati da substrato pre-pliocenico sono presenti anche sulla cima del Monte Bellenda, più a ovest, e sulla cresta tra i torrenti Vallecrosia e Borghetto, a nordest, in località Castel Gabbiani. I depositi pliocenici sono confinati all'interno di una paleovalle prodotta per incisione fluviale a seguito dell'abbassamento del livello di base messiniano. Si tratta di sedimenti riconducibili alle diverse fasi di riempimento della paleovalle, che prima è stata riconquistata dal mare come testimoniato dalla deposizione di argille azzurre massive di ambiente epibatiale (argille di Ortovero) e poi riempita da potenti corpi conglomeratici assimilabili a delta di tipo Gilbert (conglomerati di Monte Villa) organizzati in più sequenze deposizionali (Fig. 19). Data la complessità ed il carattere spesso locale di tali unità, in questa sede si è preferito utilizzare le unità litostratigrafiche che compaiono nel contiguo Foglio 258-271 San Remo alla scala 1:50.000 (Servizio Geologico D'Italia, 2010).

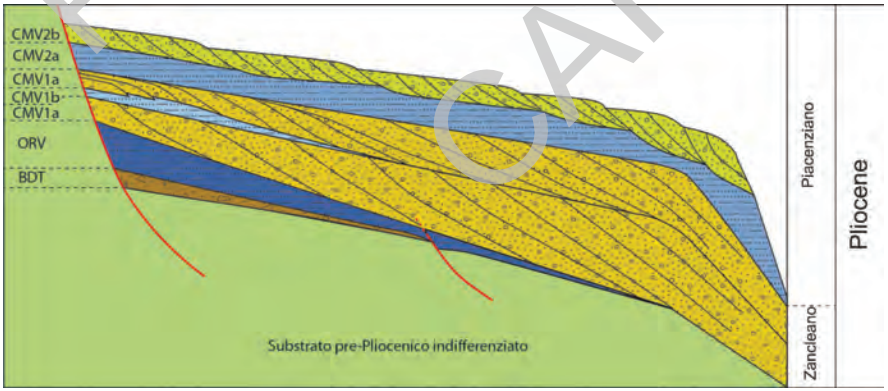


Fig. 19 - *Schema deposizionale dei corpi pliocenici nell'ambito del Foglio Ventimiglia.*

PROGETTO CARG

3.1.1. - *Brecce di Taggia* (**BDT**)

Affiorano nel lembo isolato di M. Bellenda, a nord del lembo di M. S. Croce (in località Madonna dell'Annunziata) e in limitati affioramenti sulle propaggini nord-occidentali del lembo di M. Baraccone (in località S. Pietro-Trinità e Rio Fogliare). Costituiscono la base della successione pliocenica, sempre in contatto discordante con il substrato. Si tratta di depositi caotici, totalmente privi di alcuna organizzazione interna o stratificazione, con spessore massimo di 10 metri. Sono costituiti da brecce e conglomerati immaturi male assortiti, con elementi di taglia da decimetrica a metrica, con dispersi grossi blocchi sub-arrotondati (fino a 2 metri in diametro) e matrice siltoso-sabbiosa non cementata. La tessitura è grano-sostenuta. La composizione dei clasti rispecchia quella del substrato circostante (particolarmente la successione torbiditica eocenica che forma i fianchi della paleovalle).

Ambiente deposizionale: questi depositi sono interpretati essere il prodotto di flussi gravitativi subaerei, principalmente di crollo e colata (*debris-flow*), deposti sul fondo e sui fianchi della valle messiniana (Breda *et alii*, 2007).

L'attribuzione cronologica, in assenza di dati biostratigrafici, si basa sul fatto che questi depositi sottostanno la potente successione di argille azzurre riferibili al Pliocene inferiore (biozone a foraminiferi planctonici MPl 1 e 2 nello schema di Cita, 1975 emendato da Sprovieri, 1992) e inoltre, sulla base dell'interpretazione deposizionale, si ritiene che questi depositi siano i resti della valle incisa subaerea, prima che il mare la riconquistasse, e si siano quindi deposti nelle fasi terminali dell'evento messiniano (Breda *et alii*, 2009).

Attribuzione cronologica: Messiniano superiore-Zancleano *p.p.*

3.1.2. - *Arenarie di Copeira* (**AAP**)

In località Vallecrosia (versante orientale della dorsale del M. S. Croce) affiorano delle arenarie bioclastiche in strati decimetrici, con comuni bioclasti di ostreidi, gasteropodi e bivalvi, e granuli di quarzo, alternate a siltiti e peliti a costituire *bedsets fining-upward* spessi 40-80 cm. Gli strati arenacei mostrano limiti inferiori e superiori netti. Nell'insieme la successione, potente circa 15 m, è *coarsening*- e *thickening-upward*. Il grado di bioturbazione diminuisce verso l'alto (Breda *et alii*, 2007). Questi depositi, definiti "Arenarie di Copeira" da Boni *et alii* (1985), sono chiaramente sottostanti ai potenti affioramenti argillosi calanchivi delle argille di Ortovero e costituiscono senza dubbio una facies distinta, anche se, dato il loro carattere locale, erano stati inclusi da Franchi (1928) nel complesso argilloso.

Ambiente deposizionale: questi depositi si sono sedimentati in un ambiente di *shoreface*, con transizione da *shoreface* inferiore a media come suggerito dal graduale aumento di energia registrato nella successione.

PROGETTO CARG

L'attribuzione cronologica, in assenza di dati biostratigrafici, si basa sul fatto che questi depositi sottostanno la potente successione di argille azzurre riferibili al Pliocene inferiore (biozone a foraminiferi planctonici MPl 1 e 2 nello schema di CITA, 1975 emendato da SPROVIERI, 1992), e inoltre, sulla base dell'interpretazione deposizionale, si ritiene che questi depositi siano i resti di una *shoreface* progradazionale formata quando il livello del mare in risalita raggiunse il fondo della valle subaerea (BREDA *et alii*, 2009).

Attribuzione cronologica: Pliocene basale.

3.1.3. - *Argille di Ortovero* (**ORV**)

Definite "Argille Azzurre" dagli autori italiani e "Marne Blu" dagli autori francesi (v. BONI *et alii*, 1985). Marne (contenuto di $CaCO_3$ intorno al 30% secondo GIAMMARINO *et alii*, 1984) grigio-azzurre da massive a debolmente laminate, con subordinate intercalazioni centimetriche di siltiti e areniti fini a base erosiva e gradazione normale. Potenti fino a 150 m (Loc. Castel d'Appio), negli ultimi 2-3 metri sfumano verso l'alto a siltiti ed arenarie fini giallastre, a loro volta sempre in contatto erosivo con i soprastanti corpi conglomeratici.

Sono suddivisibili in tre intervalli stratigrafici sovrapposti (non distinguibili alla scala della carta) intercalati ai corpi conglomeratici, e indicanti distinti eventi trasgressivi nella storia pliocenica del riempimento vallivo. Il livello basale presenta gli spessori maggiori (fino a 150 m) ed affiora sui fianchi e lungo l'asse della paleovalle dove poggia, con rapporto discordante di *onlap*, direttamente sul substrato pre-pliocenico, o localmente sulle breccie di Taggia o sulle arenarie di Copeira. Esso è legato alla trasgressione marina regionale che allagò la valle incisa messiniana ed è a sua volta pesantemente eroso dalla progradazione dei sovrastanti corpi deltizi conglomeratici. Affioramenti tipici, con caratteristico paesaggio calanchivo, si osservano sul versante ovest della dorsale del M. Magliocca (Loc. Calandri - Castel d'Appio, Fig. 20) e a nord della dorsale del M. Baraccone (Loc. Brunetti).

Il livello intermedio, potente fino a 20 m, è presente solo nella porzione centro-settentrionale della dorsale del M. Baraccone (Loc. Ciaixe - C. Rizzo), interposto tra due successivi corpi conglomeratici con i quali presenta rapporti di discordanza. In questo livello, le marne azzurre massive sfumano negli ultimi metri a siltiti ed arenarie fini giallastre caratterizzate da ichnofacies a *Skolithos*.

Il livello superiore, potente fino a 50 m, affiora, interposto tra i corpi conglomeratici, nella porzione centro-occidentale del complesso pliocenico (M. Magliocca e versante ovest del M. Baraccone). Nei settori più occidentali (lembo del M. Bauso) affiora invece, alla base della successione pliocenica, direttamente a contatto con il substrato. Come per il livello intermedio, è costituito da marne az-

PROGETTO CARG

Fig. 20 - *Forme calanchive nelle argille di Ortovero nei pressi di Castel d'Appio.*

PROGETTO CARG

zurre massive che sfumano negli ultimi metri a siltiti ed arenarie fini giallastre caratterizzate da ichnofacies a *Skolithos*.

Ambiente deposizionale: le associazioni a foraminiferi bentonici suggeriscono paleoambienti diversi ed una diminuzione di profondità in senso stratigrafico, in accordo col fatto che la paleovalle si stava progressivamente riempiendo. Gli intervalli basale ed intermedio sono attribuibili ad un ambiente deposizionale prossimo al limite inferiore dell'orizzonte epibatiale (scarpata continentale); l'intervallo superiore è invece attribuibile ad una paleobatimetria da epibatiale a neritica inferiore (piattaforma esterna).

I dati biostratigrafici basati sui foraminiferi identificano tre diverse età rispettivamente per i tre intervalli identificati. Più precisamente, l'intervallo basale è attribuibile alle biozone MPl 1/MPl 2 (biomarker *Sphaeroidinellopsis*, *Globorotalia margaritae*), l'intervallo intermedio alle biozone MPl 3 (biomarker *G. margaritae*, *G. puncticulata*) e l'intervallo superiore alla biozona MPl 4a (biomarker *G. punticulata*) dello schema di Cita (1975) emendato da Sprovieri (1992).

Attribuzione cronologica: Zancleano - Piacenziano inferiore?

3.1.4. - Conglomerati di Monte Villa (**CMV**)

Questa formazione costituisce la parte più cospicua dei depositi pliocenici. Gli affioramenti più caratteristici e meglio esposti sono quelli del versante occidentale del lembo del M. Baraccone, dove i conglomerati di Monte Villa formano pareti verticali alte fino a centinaia di metri (Fig. 21). Sono stati interpretati come sistemi deltizi di tipo Gilbert (Breda *et alii*, 2007), caratterizzati dalla predominanza di clinoformi a forte inclinazione (18-25°) che costituiscono i *foreset-beds* di tali delta. I *topset-beds* sono solo localmente preservati e constano di livelli conglomeratici canalizzati o tabulari e ben classati. I *bottomset-beds* sono costituiti da livelli siltoso-arenacei raramente ben esposti. Nel complesso conglomeratico sono osservabili più litofacies, che presentano una distribuzione stratigrafica caratterizzata da un aumento dell'organizzazione dei depositi in corpi conglomeratici successivi e che sono state raggruppate in due membri distinti: un membro inferiore (**CMV_1**), che comprende le prime due litofacies e un membro superiore (**CMV_2**) che comprende le ultime due litofacies di seguito descritte.

La prima litofacies è osservabile nella porzione settentrionale ed assiale del complesso pliocenico (area occidentale e settentrionale della dorsale del M. Baraccone). Nella porzione settentrionale del M. Baraccone, tale litofacies si presenta costituita da conglomerati immaturi disorganizzati o rozzamente organizzati, in bancate metriche, mal cementati, da grano-sostenuti a sabbiosi matrice-sostenuti, alternati ad

PROGETTO CARG

Fig. 21 - *Falesie impostate nei Conglomerati di Monte Villa presso l'abitato di Ventimiglia.*

arenarie ed arenarie siltose. Presentano un basso assortimento granulometrico e clasti da sub-angolosi a sub-arrotondati, con diametri medi compresi tra 3 e 14 cm. Lungo il versante occidentale del M. Baraccone, la stessa litofacies forma pareti subverticali potenti fino a 250 m e consta di conglomerati massivi e gradati in modo normale e inverso, grano-sostenuti, in strati spessi da pochi decimetri a 1 m. Clasti da arrotondati a sub angolosi, con diametri medi compresi tra 3 e 11 cm. Grado di assortimento variabile da moderato a buono. La matrice consiste di arenaria grossolana poco assortita a spigoli vivi (**CVM_{1a}**).

La seconda litofacies affiora in modo caratteristico lungo il versante occidentale della dorsale del M. Baraccone, separata dalla sottostante per mezzo dell'intervallo superiore delle argille di Ortovero, dove forma pareti verticali alte da 30 ad 80 m (Loc. Madonna delle virtù e Loc. Gianchette). Si tratta di conglomerati a stratificazione planare e incrociata a basso angolo. Sia grano-sostenuti che matrice-sostenuti, organizzati in strati planari decimetrici. Granulometria minore della precedente, con clasti con diametri medi compresi tra 3 e 8 cm. Il grado di assortimento è variabile da moderato a buono (**CVM_{1b}**).

La terza litofacies consta di orizzonti siltoso-sabbiosi discontinui ed isolati e lenti argilloso-marnose, con spessori da decimetrici a metrici, interdigitati con i corpi conglomeratici. I livelli arenacei e siltosi sono interpretati come *bottomset-beds* interdigitati con i *foreset-beds* conglomeratici, mentre i livelli marnoso argillosi decimetrici rappresentano brevi eventi trasgressivi interposti tra fasi di progradazione deltizia successiva, assimilabili alle argille di Ortovero (**ORV**) ma spesso non cartografabili separatamente a causa dell'esiguità degli affioramenti (**CVM_{2a}**).

La quarta litofacies risulta limitata alla porzione centro orientale del complesso pliocenico (Colle Sgarba, Santa Croce-Colle Aprosio, M. Baudo, Torre Mostaccini). Consta di conglomerati ben organizzati e stratificati, in strati sottili (10-15 cm in media), sia grano-sostenuti che matrice-sostenuti, con clasti con diametro medio di 2 cm che presentano un buon assortimento granulometrico (**CVM_{2b}**).

In generale, i corpi conglomeratici poggiano inferiormente sulle argille (**ORV**) con contatti erosivi discordanti mentre non è mai possibile osservarne direttamente il limite superiore. I rapporti geometrici e le osservazioni di terreno indicano comunque che le argille sviluppano rapporti di *onlap* sui conglomerati e contestualmente contraggono, con le stesse, rapporti eteropici.

Ambiente deposizionale: geometrie e facies dei corpi conglomeratici deltizi indicano una graduale diminuzione della profondità (delta da 250 m a 50 m di spessore) ed una transizione da delta dominati dai processi fluviali a delta influenzati dalle onde, in accordo col fatto che l'incisione valliva messiniana si stava gradualmente colmando (Breda *et alii*, 2007). Le associazioni a foraminiferi bentonici rinvenute nei livelli siltosi intercalati ai livelli conglomeratici confermano questo scenario indicando paleobatimetrie compatibili con ambienti di piattaforma esterna, medio-esterna, fino ad interna (Breda *et alii*, 2009).

PROGETTO CARG

Le datazioni biostratigrafiche sono state effettuate sugli intervalli argillosi (**ORV**) intercalati ai corpi conglomeratici e sugli orizzonti sabbioso-siltoso-limosi dell'ultima litofacies con essi eteropici. L'età delle unità conglomeratiche risultano quindi spaziare dalla biozona a foraminiferi MPl 2 nello schema di CITA (1975) emendato da SPROVIERI (1992) (biomarker *Globorotalia margaritae*), alla biozona MPl 5 (biomarker *G. crassaformis, G. crotonensis*), considerando gli intervalli siltosi intercalati alle più giovani unità conglomeratiche.

Attribuzione cronologica: Zancleano inferiore *p.p.* - Piacenziano.

3.2. - DEPOSITI QUATERNARI

Le coperture quaternarie derivano da vari processi morfogenetici connessi all'alterazione delle rocce, a fenomeni gravitativi, alla sedimentazione fluvio-torrentizia e marina; tali processi si sono sviluppati durante il Quaternario, e i relativi depositi maggiormente rappresentati sono quelli olocenici fino a quelli attuali. La cartografia dei vari depositi, compresi i corpi di frana, è stata elaborata sulla base dei rilevamenti di terreno, delle osservazioni di tipo litologico, tessiturale e morfologico, con l'integrazione della fotointerpretazione. Per quanto attiene alla bassa valle del Roja, si è tenuto conto dei sondaggi e delle relative stratigrafie che sono stati realizzati per la progettazione e/o l'ammodernamento delle infrastrutture viarie. Le problematiche maggiori sono state rappresentate dal fatto che le superfici dei corpi sedimentari sono risultate spesso obliterate dall'urbanizzazione ed è stato necessario ricorrere a interpretazioni di tipo geomorfologico nella delimitazione dei corpi stessi. In queste aree, inoltre, i materiali sono apparsi frequentemente rimaneggiati a causa delle pratiche agricole alle quali si associa il modellamento di terrazzette, sostenute da muri a secco. In effetti, data la particolare morfologia della zona, poco propensa all'antropizzazione, sono state proprio le aree ove presenti depositi alluvionali e marini, coltri eluvio-colluviali e talora detritiche che sono state colonizzate dall'uomo, come già accennato nel capitolo relativo agli "Aspetti geografici e geomorfologici dell'area emersa". Parallelamente al Foglio Imperia, per quanto attiene ai criteri e alle suddivisioni dei depositi quaternari, ci si è uniformati, di massima, a quelli del contiguo Foglio Sanremo. In mancanza di datazioni di alcun tipo nell'ambito del Foglio, le attribuzioni cronologiche dei depositi quaternari sono presuntive e di tipo relativo, ad eccezione di quei depositi, peraltro non cartografabili, rinvenuti ai Balzi Rossi (si veda § I. 2), contenenti fossili e materiale archeologico che ne ha consentito la datazione. Terrazzi fluviali e marini sono stati descritti, dal punto di vista morfologico, da GRILLO (1940), presenti a varie quote: frequentemente, tuttavia, si tratta di superfici di erosione prive di depositi.

I depositi che sono stati cartografati sono: depositi marini terrazzati (**g_{n1}**), depositi alluvionali terrazzati (**b_{n1-3}**), depositi di spiaggia (**g_2**), depositi alluvionali (**b**), de-

PROGETTO CARG

positi di frana e di *debris flow* (**a_1**, **b_4**), coltri eluvio-colluviali (**b_2**), detriti di falda (**a_3**), detriti di versante (**a**), depositi antropici (**h**).

3.2.1. - *Depositi marini terrazzati* (**g_{n1}**)

I depositi marini terrazzati sono costituiti prevalentemente da materiali sabbioso-limosi e sabbioso-ghiaiosi, talvolta ciottolosi, riferibili per lo più ad ambiente transizionale marino-continentale. Tali depositi risultano sospesi rispetto all'attuale livello del mare: talora si riconoscono le scarpate di terrazzo che li delimitano ma, spesso, l'urbanizzato ne addolcisce i margini. Questi depositi sono riscontrabili con discontinuità lungo la fascia costiera, tra Ventimiglia e Bordighera a quote generalmente comprese tra 9 e 12 metri. Fa eccezione il lembo, in destra Nervia, a Ventimiglia, la cui superficie non è rilevata rispetto alla piana alluvionale prospiciente, per il quale la natura di deposito marino è stata evidenziata da sondaggi archeologici. Lo spessore medio di questi depositi, che poggiano in genere su superfici erosionali, si assesta intorno a 10 metri. Per quanto attiene all'attribuzione cronologica, non si hanno elementi certi, tuttavia, anche da un confronto con i rinvenimenti all'interno delle cavità dei Balzi Rossi (si veda §. I.2.), in termini presuntivi, questi depositi potrebbero essere riferiti, genericamente al Pleistocene medio-superiore.

3.2.2. - *Depositi alluvionali terrazzati* (**b_{n1-3}**)

Depositi ghiaiosi e sabbiosi, a tratti debolmente limosi, di origine fluviale, posti lungo le valli principali e sopraelevati rispetto agli alvei e alle piane alluvionali attuali. Sono presenti in lembi distribuiti su tutta l'area e sono stati indicati con numeri crescenti in relazione alla loro età relativa, dal più recente e topograficamente più basso (**b_{n1}**) al più antico e topograficamente più alto (**b_{n3}**).

Si tratta di depositi piuttosto grossolani, caratterizzati dalla presenza di ghiaia, ghiaia-sabbiosa e sabbia-limosa, con clasti eterogenei, da sub-arrotondati ad arrotondati. I depositi alluvionali terrazzati **b_{n1}** si presentano come ghiaioso-sabbiosi non cementati e poco alterati, spesso reincisi. I depositi alluvionali terrazzati **b_{n2-3}** sono ciottolosi-ghiaiosi mediamente alterati e, a tratti, con abbondante cemento.

Molto spesso si presentano come superfici erosionali relitte ricoperte soltanto da limitati depositi raramente rinvenuti di spessore superiore ai cinque metri. Si è quindi utilizzata una correlazione geometrica di tali superfici: i più antichi hanno altezze rispetto ai corsi d'acqua attuali comprese tra 10 e 20 m, i più recenti si elevano di 2 - 3 metri.

Questa distinzione è piuttosto chiara lungo il corso del torrente Bevera presso l'abitato di Olivetta San Michele: in sponda destra è presente un ripiano terrazzato

PROGETTO CARG

che si eleva di circa 2 metri rispetto all'alveo (riconducibile al $\mathbf{b_{n1}}$) e, in sponda sinistra, proprio sotto il paese, manca il termine bn1 e si riconoscono un terrazzo di ordine 2 ed uno di ordine 3. Il deposito terrazzato di ordine 2 ($\mathbf{b_{n2}}$) è sospeso sull'alveo attuale di circa 7 - 8 metri (Fig. 22) ed è caratterizzato da una copertura di depositi ghiaiosi, con ciottoli arrotondati, da centimetrici a decimetrici, immersi in una matrice sabbioso limosa, alquanto limitata pari a circa 0.5 - 1 metro di spessore poggiante direttamente sul substrato.

Fig. 22 - *Presso Olivetta e Torre, la valle del Bevera, relativamente ampia, presenta i tre ordini di terrazzo che sono stati riconosciuti nel Foglio. Il deposito relativo al terrazzo di ordine 2 è molto sottile e si rinviene alla sommità di una scarpata, prevalentemente modellata in roccia, sottoforma di ciottoli centimetrici e relativamente abbondante matrice.*

La superficie del deposito terrazzato di ordine 3 ($\mathbf{b_{n3}}$), che si trova a circa 20 - 25 metri sull'alveo attuale, ospita orti e uliveti e mostra ciottoli arrotondati di dimensioni centimetriche con una matrice giallastra indice di una pedogenesi relativamente evoluta.

Una situazione simile si riscontra nella valle del F. Roja, presso Airole, dove il deposito terrazzato di ordine 1 ($\mathbf{b_{n1}}$) è presente soltanto in sponda destra, mentre in sinistra un piccolo lembo di deposito terrazzato di ordine 2 ($\mathbf{b_{n2}}$) è sovrastato dai

PROGETTO CARG

depositi ciottolosi, talora molto cementati (Fig. 23) e alterati attribuibili ad un terzo ordine (**b_{n3}**), per lo più smantellato in quella che poteva essere la sua forma originale, non solo dal corso d'acqua, ma anche da una imponente colata detritica per la cui descrizione si rimanda al paragrafo 3.2.5.2. Per quanto attiene all'attribuzione cronologica, l'unico dato in possesso, oltre alle già citate datazioni dei materiali rinvenuti nelle caverne dei Balzi Rossi, è il ritrovamento illustrato da ISSEL (1892) in Val Nervia, a Camporosso in località Sant'Andrea (cartografato come b_{n2}), di "due molari di Mammut" (*Elephas primigenius*). Sulla base dei rapporti di incassamento nell'unità terrazzata cartografata come b_{n2}, si propone pertanto che i depositi più recenti possano essere attribuiti all'Olocene mentre quelli più antichi (**b_{n2-3}**) al Pleistocene medio-superiore.

Fig. 23 - *Caratteristiche del deposito alluvionale terrazzato* ***b_{n3}***, *presso Airole. Talora la cementazione diventa dominante.*

3.2.3. - *Depositi di spiaggia* (**g_2**)

Si tratta di depositi prevalentemente ghiaioso - ciottolosi (Fig. 6), più raramente sabbioso-ghiaiosi con ciottoli arrotondati e talora appiattiti di dimensioni centime-

PROGETTO CARG

triche. I depositi di maggiore estensione e continuità sono localizzati tra le foci del Roja e del Vallecrosia, fino alla parte orientale del foglio presso Bordighera, in presenza delle maggiori piane fluviali. Nella parte più occidentale del Foglio, dove la costa è alta e rocciosa, i depositi di spiaggia sono per lo più discontinui.

L'origine dei sedimenti è solo parzialmente naturale (sedimenti trasportati dai corsi d'acqua principali e rielaborati dal mare). Molte sono, infatti, le forme di ripascimento artificiali che ripristinano tratti di spiagge in erosione ad opera di processi marini. Infatti le spiagge, in tutta l'area mostrano una tendenza generalizzata all'arretramento, ivi compresa la spiaggia ghiaiosa che borda il piccolo delta del Torrente Latte.

Le stratigrafie dei pozzi e dei sondaggi disponibili denotano la presenza di depositi sabbiosi e sabbioso ghiaiosi di origine marina localizzati alcune decine di metri alle spalle dell'attuale linea di costa e ricoperti da alcuni metri di ghiaie alluvionali. Sono stati riportati in carta unicamente i depositi delle spiagge attuali, pertanto essi possono essere attribuiti all'intervallo cronologico Olocene - Attuale.

3.2.4. - *Depositi alluvionali* (b)

Si tratta di depositi ciottolosi, ghiaiosi, sabbiosi e, più raramente sabbioso-limosi, presenti lungo le principali aste fluviali e torrentizie. Vengono compresi in questa categoria sia i depositi costituenti gli alvei attivi, ancora oggi marcatamente soggetti ad evoluzione ad opera della dinamica fluviale sia i depositi che costituiscono le cosiddette piane inondabili che, soprattutto verso la costa sono protette da arginature e sono generalmente urbanizzate e quindi non più in evoluzione. I depositi alluvionali degli alvei attivi sono presenti con discontinuità nei tratti più montani dei principali corsi d'acqua (in particolare, Roja, Nervia, Barbaira), soprattutto sottoforma di barre alternate o barre di meandro (*point bar*). Questi tratti sono caratterizzati, frequentemente, da alvei in roccia dove si possono ritrovare massi spesso angolari provenienti dai versanti in seguito a processi gravitativi. Mano a mano che ci si sposta verso valle la granulometria diminuisce, mantenendosi comunque relativamente grossolana (Fig. 24) e, anche in prossimità della costa, si ritrova la componente ghiaiosa frammista a quella sabbiosa. Nelle aree costiere, generalmente, i depositi alluvionali poggiano su quelli di origine marina. Gli spessori sono variabili anche in funzione della posizione: minori verso monte e verso i versanti, maggiori verso il centro delle piane e verso la costa; dai sondaggi effettuati nella piana del Roja, circa alla confluenza con il Bevera si è riscontrato un materasso alluvionale potente fino a circa 60 metri. Gli affioramenti maggiormente estesi arealmente si ritrovano nelle piane dei torrenti Latte e Bevera, del fiume Roja e dei torrenti Nervia, Vallecrosia e Borghetto. Dal punto di vista morfologico costituiscono aree pianeggianti, ad eccezione dei conoidi che talora presentano pendenze anche del 3 - 4%. I depositi alluvionali sono attribuibili all'Olocene

PROGETTO CARG

Fig. 24 - *Depositi alluvionali del T. Bevera, presso Olivetta, costituenti l'alveo attivo e la piana inondabile. Si notino le dimensioni decimetriche o più.*

PROGETTO CARG

3.2.5. - *Frane e debris flow*

3.2.5.1. - Depositi di frana **(a_1)**

In carta sono riportati i corpi di frana riconosciuti sul terreno e rilevati anche tramite fotointerpretazione e le principali nicchie di distacco. I materiali costituenti questi depositi sono eterogenei ed eterometrici, con clasti di varie dimensioni, da centimetrici a decimetrici o metrici. Non mancano massi di grosse dimensioni. I clasti sono immersi generalmente in un'abbondante matrice spesso argillosa. Le caratteristiche sedimentologiche e i meccanismi di movimento sono necessariamente legate alle caratteristiche litologico-strutturali del substrato. In questa categoria sono state cartografate sia le frane attive sia le frane quiescenti.

I cinematismi possono essere ricondotti alle seguenti tipologie principali:

Crollo - ribaltamento: i movimenti si verificano prevalentemente lungo pendii rocciosi molto acclivi dai quali si staccano frammenti e blocchi. Hanno generalmente estensioni limitate, e soprattutto sono localizzati alla base delle pareti rocciose più tenaci. Riconducibili a questa tipologia sono anche gli accumuli derivanti

da aree soggette a crollo diffuso come quelli presenti alla base delle pareti, impostate nei conglomerati pliocenici, presso Roverino, Ventimiglia, in sponda sinistra del Roja. La geometria delle aree di distacco è molto spesso influenzata dalle discontinuità (giunti, faglie, stratificazione) che caratterizzano l'affioramento. Il materiale che compone l'accumulo è generalmente caotico e non presenta alcuna organizzazione interna; i blocchi sono spigolosi e fortemente eterometrici.

Scivolamento rotazionale: tali frane si originano a causa di movimenti di materiale lungo una superficie di scorrimento ben delineata e con una forma arcuata. Molto spesso si manifestano all'interno delle coperture detritiche ma i fenomeni di maggiori dimensioni interessano anche il substrato roccioso, soprattutto dove questo si presenta intensamente fratturato o caratterizzato dalla presenza di alternanze stratificate a componente prevalente argilloso-marnosa. Un significativo esempio è rappresentato dalla frana di Sant'Antonio (Fig. 25), in sponda sinistra del Rio di Ciaixe, affluente di destra del Nervia, nel comune di Camporosso. Il fenomeno è imputabile alle differenti caratteristiche geomeccaniche dei depositi pliocenici conglomeratici a tetto poggianti sulle argille che subiscono scalzamento al piede per erosione del rio.

PROGETTO CARG

Fig. 25 - *Frana di scivolamento rotazionale presso Sant'Antonio, a N-W di Camporosso, sul versante sinistro del Rio Ciaixe, affluente di destra del T. Nervia.*

Scivolamento planare: questa tipologia di frane è generata per scivolamento dei materiali lungo una superficie di scorrimento generalmente piana ed è caratteristica dei terreni di natura flyschoide, con strati disposti a franapoggio, che ne incentivano l'innesco. I movimenti hanno mediamente dimensioni ridotte, mentre talvolta interessano parti intere di versante in modo più o meno continuo. Ne è un esempio il versante destro del rio Ciapagni, situato immediatamente a nord di Trucco. Lungo tale versante modellato nelle calcareniti di Capo Mortola sono presenti diversi fenomeni di scivolamento lungo superfici di stratificazione.

Colamento lento: rappresenta movimenti di massa delle coltri detritiche o di accumuli di frane precedenti ascrivibili ad altre tipologie come origine.

Colamento rapido: rappresenta movimenti di massa ad elevata velocità che interessano coltri detritiche o di alterazione durante eventi meteorologici estremi. Sono un esempio i depositi di *debris flow* cartografati presso l'abitato di Airole e nei pressi di Fanghetto, entrambi in val Roja.

Frane complesse: sono ascrivibili a questa categoria gli accumuli derivanti dalla combinazione di due o più tra le precedenti tipologie descritte, possono avere dimensioni da ridotte ad elevate e costituiscono la maggior parte degli accumuli cartografati. A titolo di esempio si riporta la situazione dell'area nei pressi dell'abitato di Apricale (flysch di Ventimiglia), in sponda destra del rio Mandancio (Merdanzo), dove il versante immediatamente ad est del paese è interessato da una serie di movimenti complessi che traggono origine probabilmente da un fenomeno più antico che coinvolgeva parte del substrato. Le locali riattivazioni comportano la mobiliz-

PROGETTO CARG

Fig. 26 - *A sinistra si osserva l'abitato di Airole e il posteggio che insiste sul deposito da debris flow; a destra i caratteri del deposito. Si noti, nella parte alta, la frazione più grossolana del sedimento.*

zazione dei materiali più superficiali, sottoforma di colate e crolli, soprattutto alla base del deposito, a causa dell'erosione al piede operata dal rio Mandancio.

3.2.5.2. - Deposito di debris flow di Airole (**b_4**)

In corrispondenza dell'abitato di Airole, in sponda sinistra del Roja è presente un significativo affioramento di depositi di versante attribuibili a processi di *debris - mud flow* (Fig. 26). Il corpo del *debris* attualmente presenta una profonda incisione ad opera del corso d'acqua che si è impostato lungo l'antico canalone di scorrimento del detrito. E' tuttavia ancora ben evidente il fenomeno di *superelevation* che ha portato alla costruzione di un alto argine in sinistra, che ne ha limitato la propagazione verso questo lato, e ha guidato i flussi verso il versante destro dove il corpo del *debris flow* è quindi maggiormente sviluppato, tanto che il parcheggio prossimo alla chiesa di Airole e le sovrastanti case attigue sono edificati su questo deposito, come pure, a una quota inferiore anche il tratto della ferrovia al di fuori della galleria. Estesi affioramenti che si affacciano verso il fondovalle del Roja mostrano per un'altezza di una decina di metri l'evidenza di almeno 5 diverse pulsazioni, separate da materiali più grossolani. Infatti, ogni evento termina con la frazione grossolana che viene portata verso l'alto e lateralmente dai movimenti convettivi che caratterizzano il flusso; verso il centro del canale di scorrimento invece si accumulano le frazioni fini. La parte frontale del corpo attualmente non è più riconoscibile in quanto erosa dal Roja.

3.2.6. - *Coltri eluvio-colluviali* (**b_2**)

Si tratta di accumuli detritici di spessore da decimetrico a metrico a plurimetrico, derivanti da alterazione *in situ* del substrato (eluvio) e, frequentemente in seguito mobilizzati, per azione combinata della gravità e delle acque di ruscellamento superficiale (colluvio). Il deposito è costituito da clasti eterometrici di varia litologia, spigolosi, immersi in una abbondante matrice pelitica e/o sabbiosa-ghiaiosa (Fig. 27). Anche questi accumuli, come peraltro quelli detritici e i depositi alluvionali sono molto spesso rimaneggiati dall'uomo che, per fini agricoli soprattutto, ha rimodellato le superfici formando terrazzette sostenute per lo più da muri a secco. Le coltri eluvio-colluviali si ritrovano su tutta l'area esaminata, fatta eccezione per la zona compresa tra il T. Bevera e il F. Roja, nel pieno dominio dei calcari cretacici, dove la loro presenza è più sporadica. Esse caratterizzano la maggior parte dei fianchi vallivi dei corsi d'acqua principali, costituendo molto spesso una fascia di raccordo tra i depositi alluvionali, talora terrazzati e i versanti modellati in roccia. Cronologicamente i depositi in descrizione sono attribuibili all'Olocene.

PROGETTO SCARG

Fig. 27 - *Deposito eluvio-colluviale presso Fanghetto - San Michele.*

3.2.7. - *Detriti di falda* (**a$_3$**)

I depositi ascrivibili a questa unità hanno attributi tessiturali estremamente eterogenei e dipendono soprattutto dalle caratteristiche del substrato dal quale derivano. Di origine gravitativa, sono costituiti da materiali eterometrici, privi di matrice, con prevalenza di granulometrie grossolane e ciclopiche, con clasti spigolosi. Lo spessore è variabile dal metro alla quindicina di metri e non è presente una copertura pedogenetica. Sono del tutto simili ai detriti di versante e da essi discriminati per una maggiore estensione, continuità e spessore. Sono generalmente caratterizzati da una maggiore presenza di cemento di norma calcitico Questi depositi sono disposti in fasce ai piedi delle principali pareti calcaree, soprattutto laddove gli strati si presentano maggiormente fratturati. Sia i depositi presenti nella fascia più settentrionale, lungo la Gola dell'Incisa sia quelli più occidentali, disposti lungo la dorsale di confine, sono spesso organizzati in spettacolari coni detritici. L'unità comprende, oltre alle falde, anche i coni detritici. Questi depositi sono arealmente diffusi nelle zone caratterizzate dalle altitudini più elevate. Più precisamente si rinvengono nella parte più settentrionale e in quella più orientale del Foglio Dolceacqua, lungo la linea di cresta M. Pietravecchia, M .Toraggio, M Bauso, M. Lega, ai

PROGETTO CARG

piedi delle pareti scolpite nei calcari nummulitici, e ai piedi delle pareti scolpite nei calcari giurassici che caratterizzano la dorsale di confine (M. Mergo, M. Grammondo, Cima Longoira). Questi depositi possono essere attribuiti all'Olocene.

3.2.8. - *Detriti di versante* (**a**)

I depositi di versante, di origine gravitativa, sono costituiti da materiali eterometrici con prevalenza di granulometrie grossolane talvolta addirittura con massi, per lo più spigolosi, non cementati e con scarsa matrice. Gli spessori di questi depositi sono molto vari: da ridotti, anche meno di un metro, possono arrivare anche alla decina di metri. Le litologie, prevalentemente arenacee e/o calcaree dei clasti, sono da mettere il relazione al fatto che il detrito proviene per lo più dalla disgregazione delle bancate calcaree e arenacee, sui versanti delle quali il materiale si adagia. Le principali coltri detritiche di versante sono presenti nelle porzioni settentrionali del Foglio Dolceacqua, in presenza delle facies arenacee del Flysch di Ventimiglia, prevalentemente nelle valli Nervia e Barbaira nonché nelle aree più costiere caratterizzate dall'affioramento dei litotipi conglomeratico-arenacei di età pliocenica. Verso ovest, in corrispondenza delle valli Roya e Latte, la frequenza di tali depositi tende a diminuire. I depositi arealmente più estesi sono molto spesso terrazzati con muretti a secco e coltivati prevalentemente ad ulivo, eucalipto e mimosa. In relazione alla cronologia, i detriti di versante possono essere attribuiti all'Olocene.

3.2.9. - *Depositi antropici* (**h**)

In carta sono stati segnalati anche gli accumuli dovuti all'attività dell'uomo. Si tratta di materiali eterogenei, a prevalente componente grossolana, sia di origine naturale che artificiale, caratterizzati da clasti eterogenei ed eterometrici con sabbia debolmente limosa e ciottolosa, da spigolosi a sub-arrotondati, di dimensioni generalmente centimetriche, derivanti dalla frantumazione di inerti ad uso di sottofondo, talora contenenti laterizi. Tali depositi sono rappresentati prevalentemente da riporti e riempimenti realizzati lungo il tracciato autostradale, in corrispondenza dei caselli autostradali e lungo il tracciato ferroviario. Di notevole estensione areale è il deposito sul quale poggia lo scalo ferroviario di Ventimiglia, che continua nel tratto sopraelevato della ferrovia verso Sanremo. L'interpretazione dei sondaggi a disposizione ha permesso di rilevare come nel complesso la maggior parte delle aree urbane, prevalentemente ad uso commerciale/industriale site nelle fasce fluviali terminali del fiume Roja e dei torrenti Nervia e Verbone, insistano su depositi alluvionali molto spesso rimaneggiati e sovente ricoperti da una coltre di riporti eterogenei ed eterometrici dello spessore medio pari a circa due metri.

PROGETTO CARG

4. - STRATIGRAFIA DELLE AREE SOMMERSE

4.1. - Depositi quaternari sommersi

4.1.1. - *Deposito di transizione alla piattaforma, prisma litorale* (**g_{11}**)

Lungo una fascia litorale di ampiezza pressoché costante e approssimativamente delimitata, verso il largo, dalle isobate dei 20 e 30 metri i depositi superficiali hanno una composizione prevalentemente sabbiosa. Tali sedimenti rappresentano il substrato di praterie di fanerogame marine (*Posidonia oceanica* (L.) Delile e *Cymodocea nodosa* (Ucria) Ascherson) di estensione e distribuzione variabile ma pressoché presenti lungo tutta la fascia litorale. Il carattere grossolano ed omogeneo dei depositi è confermato dalla loro particolare facies acustica caratterizzata, al di sotto di un fondale molto riflettente, da scarse o assenti riflessioni. Queste rappresentano il carattere tipico dei sedimenti costieri olocenici (*prisma costiero*) depositatisi durante l'ultima fase di alto stazionamento del livello marino (*Highstand Systems Tract; HST*).

4.1.2. - *Deposito di piattaforma* (**g_{18}**)

Nei settori a maggior battente d'acqua, procedendo verso la scarpata, le granulometrie diventano progressivamente più fini: da sabbioso-limosi, sino a limoso-sabbiose.

Verso il largo i depositi di piattaforma appartenenti al corpo di alto stazionamento (*HST*) appaiono maggiormente penetrabili dalle onde acustiche consentendo di individuare, sulle sezioni sismiche, con estrema chiarezza la superfice erosiva alla base dello stesso corpo (*last ravinement surface; Last Glacial Maximum unconformity*). Alla maggiore riflettività della base del corpo di alto stazionamento si associa la presenza di livelli riflettenti interni al corpo stesso interpretati come intercalazioni di materiale più grossolano all'interno di una spessa coltre di sedimenti fini (*coltre pelitica olocenica*).

4.1.3.- *Systems tract trasgressivo* (***TST***)

In ampi settori della piattaforma esterna, al di sopra della ben riflettente e continua *unconformity* prodotta dall'ultimo massimo glaciale (*LGM*) si distinguono con chiarezza degli accumuli omogenei particolarmente riflettenti talvolta clinostratificati. Questi rappresentano dei depositi trasgressivi (*TST*) sviluppati principalmente in facies di depositi deltizi e prodeltizi.

PROGETTO CARG

4.1.4. - *Systems tract di basso stazionamento* (***LST***)

Lungo una fascia corrispondente all'attuale ciglio della piattaforma si individuano dei depositi clinostratificati caratterizzati da una buona estensione laterale. La loro continuità è interrotta dalle testate dei canali e canyon che intersecano in più punti i tratti rettilinei dello *shelf-break*. La particolare architettura interna e localizzazione di questi depositi suggeriscono una loro attribuzione ad accumuli pro-deltizi deposti durante l'ultima fase di basso stazionamento del livello marino (*Lowstand Systems Tract; LST*).

4.1.5. *Unità indifferenziate a mare*

- substrato terrigeno indifferenziato del Pleistocene (**sti_3**)

Depositi attribuibili alla successione Pleistocenica risultano affioranti o sub-affioranti in ampi settori della piattaforma. Questi, superficialmente, appaiono troncati dalla *unconformity* erosiva modellatasi durante l'ultima fase di basso stazionamento (LGM) e privi di una significativa (< di 2m) copertura tardo-quaternaria (depositi di LST, TST e HST). In profondità la successione appare costituita da una serie di riflettori ben evidenti e continui, organizzati secondo una geometria prevalentemente progradante che costituisce gran parte del prisma sedimentario della piattaforma e della scarpata.

- substrato terrigeno indifferenziato del Pliocene (**sti_2**)

Questa unità non è rappresentata in carta, perché non affiorante. In alcuni profili sismici analizzati si rilevano dei livelli semitrasparenti posti alla base del prisma sedimentario pleistocenico, che poggiano in onlap sulle porzioni più profonde di depressioni del substrato fagliato e acusticamente sordo. I caratteri sismo-stratigrafici di tali livelli sono attribuibili a corpi argillosi, analoghi a quelli affioranti a terra, deposti durante la fase pliocenica (argille di Ortovero) di sprofondamento tettonico dell'intero Margine Ligure.

- substrato terrigeno indifferenziato del Messiniano (**sti_1**)

Nei tratti in cui la successione plio-pleistocenica risulta più spessa e maggiormente penetrata dalle registrazioni sismiche si possono riconoscere alla sua base dei riflettori particolarmente marcati, continui e paralleli tra loro. Questa particolare facies sismica (non rappresentata in carta) è attribuita in altri settori del Margine Ligure, ma anche negli altri Bacini del Mediterraneo, ai depositi della porzione sommitale delle evaporiti messiniane (evaporiti superiori).

PROGETTO CARG

- substrato roccioso indifferenziato pre-pliocenico (***sri***)

La sismica a riflessione fornisce, in questa zona, dati che consentono di individuare un substrato indifferenziato (sri) di età pre-Pliocene in base a caratteristiche facies acustiche, differenziate in più tipologie ben distinte.

La risposta acustica sorda compete a corpi facenti parte delle unità alpine o a eventuali formazioni oligo-mioceniche non differenziabili .

Le evaporiti superiori, molto riflettenti e ben evidenti al piede della scarpata la risalgono, chiudendosi a *pinch-out* nella sua parte inferiore. Subaffiorano in corrispondenza delle maggiori nicchie di distacco di frane sottomarine imponenti; il top delle evaporiti ha giuocato in questi casi da superficie di scivolamento (Fig. 10). Se fortemente deformate, la loro risposta acustica si avvicina a quella del substrato sordo.

Corpi stratificati *incertae sedis* fortemente riflettenti. Talvolta, per risposta acustica, si è tentati di associarli alle evaporiti superiori come facies terminale del ciclo sedimentario, ma in altri punti compaiono quando queste sono già chiuse a *pinch-out* o sottostanti ad esse, o anche in posizione troppo elevata sulla scarpata. All'estremità occidentale del Foglio, e nel vicino Foglio San Remo, compaiono in pieghe a largo raggio, tagliate da una superficie d'erosione (erosione messiniana? Fig. 28), solitamente molto disturbata dalla tettonica plio-pleistocenica.

PROGETTO CARG

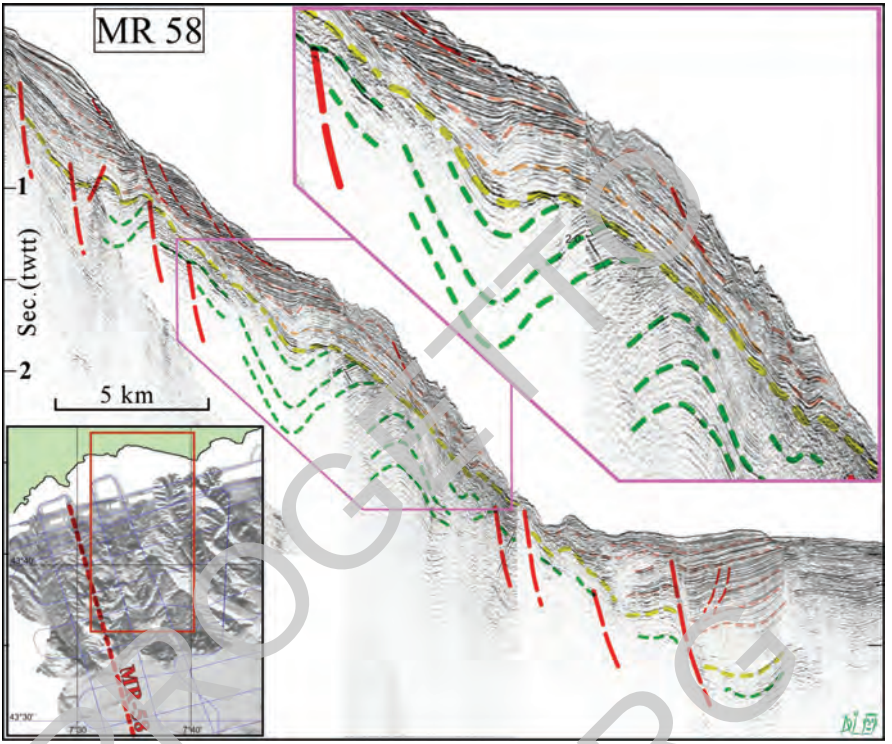


Fig. 28 - *Strutture della bassa scarpata nel settore occidentale sulla parte italiana del Foglio Ventimiglia (rettangolo arancione). Si notano i livelli incertae sedis del substrato pre-pliocenico.*

PROGETTO CARG

V - GEOLOGIA MARINA

1. - SISMOSTRATIGRAFIA

1.1. - Il substrato pre-pliocenico

La sismica a riflessione fornisce, in questa zona, dati che consentono di differenziare il substrato pre-pliocenico in più tipologie distinte.

- La risposta acustica sorda compete a corpi facenti parte delle unità alpine o a eventuali formazioni oligo-mioceniche non differenziabili.
- Le evaporiti superiori, ben evidenti al piede della scarpata la risalgono, chiudendosi a *pinch-out* nella sua parte inferiore. Subaffiorano in corrispondenza delle maggiori nicchie di distacco di frane sottomarine imponenti; il top delle evaporiti ha giuocato in questi casi da superficie di scivolamento (Fig. 9). Se fortemente deformate, la loro risposta acustica si avvicina a quella del substrato sordo.
- Corpi stratificati *incertae sedis* fortemente riflettenti. Talvolta, per risposta acustica, si è tentati di associarli alle evaporiti superiori come facies terminale del ciclo sedimentario, ma in altri punti compaiono quando queste sono già chiuse a *pinch-out* o sottostanti ad esse, o anche in posizione troppo elevata sulla scarpata. All'estremità occidentale del Foglio, e nel vicino Foglio San Remo, compaiono in pieghe a largo raggio, tagliate da una superficie d'erosione (erosione messiniana? Fig. 28), solitamente molto disturbata dalla tettonica plio-pleistocenica.

PROGETTO CARG

1.2. - Il Pliocene inferiore

La sequenza plio-pleistocenica della scarpata e della conoide (sti_2 nella sezione a bordo foglio), pur continua, è distinguibile in più parti, con apparenti corrispondenze tra i livelli inferiori e le formazioni plioceniche affioranti sulla costa. Il livello basale della sequenza, trasparente, con sedimenti molto fini, può corrispondere alle argille di Ortovero, mentre un livello ben riflettivo che si segue un po' dovunque, può essere considerato facies distale rispetto al sistema deposizionale dei conglomerati di Monte Villa. Seguono livelli parzialmente trasparenti attribuibili al Pliocene superiore-Pleistocene inferiore. In piattaforma, con i mezzi di indagine a bassa energia utilizzabili in quell'ambito, la distinzione si perde anche perché i conglomerati possono rispondere come substrato acustico.

1.3.- Il Plio-Quaternario

Verso l'alto la sequenza di copertura (sti_3) si compone di sempre più fitti strati riflettivi; sulla scarpata non sono infrequenti discordanze angolari dovute a fenomeni gravitativi. E' notevole la differenza di potenza tra conoide e scarpata, anche a causa dei fenomeni detti: in definitiva i sedimenti tendono comunque a trasferisi sulla conoide, ispessendola costantemente.

La piattaforma della metà occidentale del Foglio si sviluppa all'interno di zone della scarpata superiore dove il substrato, meno ripido o terrazzato, consente un considerevole accumulo e una sia pur limitata progradazione, In quest'area è ben rappresentata la sequenza stratigrafica sin e post-glaciale. Sono presenti, al fronte della piattaforma, livelli riflettivi depositati durante il basso stazionamento würmiano del livello marino (***LST***).

La trasgressione versiliana è stata accompagnata in questa zona, come in altre zone del Mediterraneo, da deposizione di sedimenti terrigeni che talora sono riusciti a contrastarne temporaneamente gli effetti, creando corpi deposizionali di un certo rilievo e durata nel tempo. La diffusione e importanza di detti corpi (***TST***) può indicare che la trasgressione abbia conosciuto momenti di relativa stasi o rallentamento. E' stato rilevato qui un unico ***TST*** (Fig. 29) come corpo deposizionale sormontato da tre ordini di paleo-cordoni litoranei, in prossimità del ciglio. Un altro affioramento discontinuo più interno non giustifica, per incompletezza di dati, la definizione di un secondo ***TST***.

I sedimenti olocenici (***HST***; Fig. 29) sono relativamente poco potenti ($\leq$ 22 m), nonostante la forte portata solida del Fiume Roja, a causa del fatto che le piene del fiume scaricano i loro apporti direttamente nel grande canyon omonimo, che drena anche parte del silt della piattaforma. Le granulometrie sono regolarmente distribuite, con i depositi più grossolani nel prisma costiero e i più fini verso il largo.

PROGETTO CARG

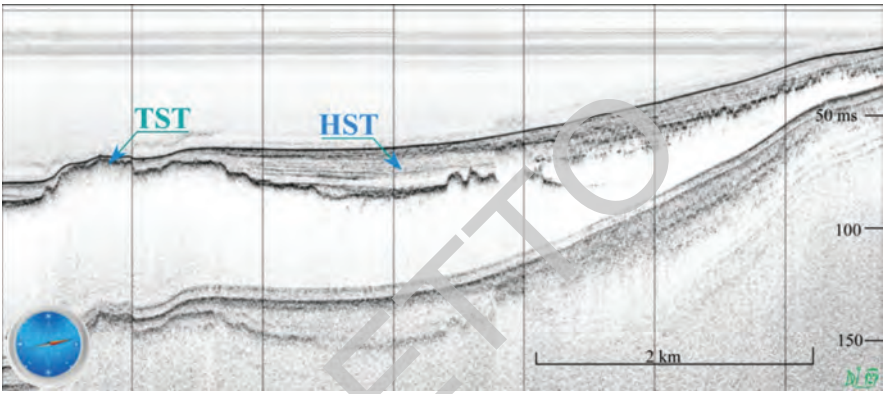


Fig. 29 - *Paleo-cordoni litoranei della trasgressione postglaciale (**TST**) e depositi olocenici (**HST**) in prossimità della foce del Fiume Roja.*

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

VI - TETTONICA

1. - AREE EMERSE

Nel dominio Delfinese-Provenzale, in generale, l'assetto geometrico delle coperture è il risultato dell'evoluzione strutturale combinata di due eventi tettonici: quello provenzale (cretacico-paleocenico) e quello alpino (paleogenico-neogenico). Quest'ultimo si manifesta attraverso quattro fasi deformative: i) una prima fase di piegamento e sovrascorrimento (PEREZ, 1975), realizzatasi alla fine della sedimentazione del flysch di Ventimiglia (Oligocene inferiore) in concomitanza con l'arrivo del carico dei flysch ad Elmintoidi traslati da ENE verso WSW; ii) una fase di distensione connessa con l'apertura dell'oceano Ligure-Provenzale (Miocene inferiore-medio) associato al drifingt del blocco Sardo-Corso (FORD *et alii*, 1999); iii) una fase di sollevamento miocenica superiore-pliocenica del basamento cristallino dell'Argentera-Mercantour che ha innescato lo scivolamento delle coperture verso sud, scollate a livello delle evaporiti del Triassico superiore (Miocene superiore-Pontiano, GÉZE, 1960b) e, infine, iiii) una fase di *serrage* tardivo E-W. Durante le fasi tardive connesse con il sollevamento dell'Argentera-Mercantour (raccorciamento N-S), si realizzò la strutturazione degli archi di Castellane, di Nizza e, di particolare interesse per i Fogli, di quello del Roya, separati fra loro da faglie trascorrenti di importanza regionale (FORD *et alii*, 1999; 2006).

L'area in esame è caratterizzata da importanti strutture fragili sin- e post-pliceniche con orientazione varia: la sedimentazione pliocenica è infatti stata profondamente influenzata dalla presenza di faglie normali immergenti verso mare. Inoltre riveste una grande importanza, anche per la sua attività sismica, la presenza, nella porzione più settentrionale del foglio, della faglia Saorge-Taggia.

PROGETTO CARG

Nell'area si è esercitata quindi una tettonica fragile sin- e post-pliocenica: alcune fra le faglie post-plioceniche sono probabilmente neotettoniche, come la linea Saorge-Taggia ed i sistemi ad essa coniugati.

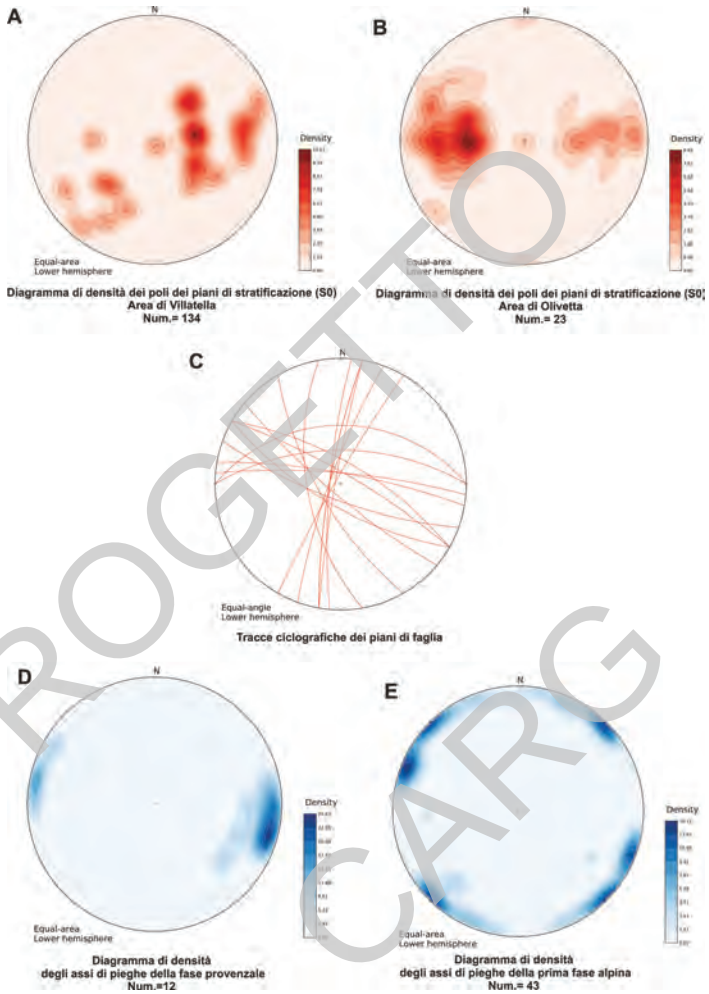
1.1. - Deformazioni duttili

La fase provenzale si è manifestata nell'area dei Fogli con pieghe a direzioni assiali comprese tra 090 e 120 N circa perpendicolare ai limiti della successione terziaria. Le pieghe sono di tipo concentrico o *en chevron* e sono accompagnate da un clivaggio di frattura da mediamente inclinato a verticale. Nei livelli più marnosi passa da una foliazione finissima a un clivaggio di crenulazione. Queste deformazioni si sovrappongono a pieghe di natura sinsedimentaria osservate nei dintorni di San Michele.

La prima fase deformativa alpina produce sistemi di pieghe, antiformi e sinformi, che coinvolgono il substrato mesozoico e la successione terziaria. In generale, trascurando per ora quella del Monte Grammondo, le antiformi hanno sempre al nucleo i calcari cretacici (marne e calcari marnosi di Trucco) mentre il nucleo delle sinformi è costituito dal flysch di Ventimiglia. In particolare, grazie alle litologie duttili di queste due unità è possibile osservare, sui fianchi di tali strutture, pieghe parassite di dimensioni variabili, da decimetriche a decametriche. Gli assi delle pieghe hanno direzione da N-S a NW-SE (Fig. 30) e piani assiali molto inclinati immergenti generalmente verso E. I fianchi occidentali sono più inclinati di quelli orientali, congruenti quindi con una vergenza verso WSW. Nel fianco nord-orientale della sinclinale di Olivetta San Michele, prosecuzione meridionale dell'omonima struttura (Piène-Olivetta) cartografata in territorio francese da Di Marco *et alii* (2011), la successione terziaria è rovescia sino alle pendici orientali di Monte Tron e diventa diritta a NW dell'abitato di San Michele.

Di particolare interesse è l'anticlinale del Monte Grammondo che presenta al nucleo i terreni più antichi e profondi (formazione del Passo di Traittore e formazione del Ciuco di Gerri) affioranti nell'area del Foglio. La geometria di tale piega differisce dalle strutture più orientali in quanto presenta fianchi molto inclinati, fino a sub-verticali, e masse diapiriche relative alle evaporiti triassiche, isolate e boudinate, al centro dell'anticlinale. Secondo alcuni autori (Dardeau & Graciansky, 1990; Graciansky, Robert & Tricart, 2011), l'attività diapirica in alcune aree del Delfinese e delle Alpi Marittime inizia con i primi stadi del ciclo Alpino, durante le fasi di rifting ed è in stretta relazione con la rete di faglie normali che si sviluppano lungo il margine. L'intera area dei Fogli è interessata da una superficie di sovrascorrimento plurichilometrica che da Capo Mortola prosegue verso Nord sino al Monte Gouta e quindi, incurvandosi verso NE, termina contro il sistema di faglie del lineamento Saorge-Taggia. La struttura è ben visibile in corrispondenza del Monte

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

Fig. 30 - *Proiezione degli elementi strutturali relativi agli eventi deformativi alpini (proiezioni equiareali o equiangolari sull'emisfero inferiore).*

Abellio ma soprattutto sul crinale meridionale del Monte Terca dove si può osservare una sezione naturale a scala ettometrica (Fig. 31). Tale superficie tettonica (*Thrust* del Monte Terca) si sviluppa con geometria a *ramp-flat* dapprima nei terreni cretacici (marne e calcari marnosi di Trucco) per poi risalire la successione del *footwall* fino a raggiungere il flysch di Ventimiglia poco prima di spegnersi contro il fascio della Saorge-Taggia. Il livello di scollamento alla base dell'*hangingwall* è

Fig. 31 - *Thrust del M. Tercia: nel piano del profilo la drag-fold nel footwall è evidenziata dai banchi massicci delle calcareniti di Capo Mortola (NCM).*

PROGETTO CARG

rappresentato dalla formazione delle marne e calcari marnosi di Trucco e presenta uno spessore variabile da qualche decina di metri a zero laddove esso risulta completamente eroso tettonicamente. Al di sopra di tale livello di scollamento, l'*hangingwall* presenta l'identica successione eocenico-oligocenica (dalla formazione a *Microcodium* al flysch di Ventimiglia) che costituisce il *footwall*.

Ad ovest di tale struttura, nella porzione meridionale del Foglio (Villatella), è presente un'altra superficie di sovrascorrimento, con estensione più limitata e direzione (N-S) parallela al thrust maggiore. Questa struttura, a vergenza occidentale, porta le Marne e calcari marnosi di Trucco a sovrascorrere il flysch di Ventimiglia nell'area presso Cime dei Sogli e, più a N, provoca un parziale raddoppio dei terreni eocenici ed una anticlinale all'*hangingwall* ed una sinclinale nel *footwall* del *thrust* (con nucleo in marne e calcari marnosi di Trucco) a S di passo della Colla (Vivai di Villatella).

Una struttura analoga è stata cartografata al Passo Muratone dove i calcari cretacici sovrascorrono il flysch di Ventimiglia attraverso una superficie a direzione circa N-S che prosegue in territorio francese, mentre sul lato italiano si arresta in corrispondenza della Saorge-Taggia poco a sud del Passo Muratone.

Una seconda fase di piegamento, molto meno intensa della precedente, ha deformato blandamente le superfici di sovrascorrimento aumentandone l'inclinazione, coinvolgendo e accentuando le pieghe precedenti. Tali deformazioni sono correlabili con l'esumazione, a partire dal Miocene superiore, del Massiccio dell'Argentera-Mercantour che ha innescato verso sud sovrascorrimenti immergenti verso nord, il cui fronte è localizzato *offshore*, al piede della scarpata continentale (BIGOT-CORMIER *et alii*, 2004).

1.2. - DEFORMAZIONI FRAGILI

L'area del Foglio è stata interessata da un'intensa deformazione fragile, con faglie trascorrenti, normali e inverse il cui funzionamento è stato attivo sia durante le fasi deformative più intense (Oligocene-Pliocene) sia in tempi recenti, quindi con caratteri neotettonici (BONI *et alii*,1978, 1980; GIAMMARINO *et alii*, 1978).

Fra queste strutture, degne di nota sono le faglie, prevalentemente inverse, che segmentano l'anticlinale del Monte Grammondo. Esse sono probabilmente sin-cinematiche alla prima fase di piegamento e vanno interpretate come il risultato di una risposta deformativa fragile delle competenti rocce carbonatiche giurassiche che costituiscono gran parte della struttura (formazione del Monte Grammondo).

Lungo il corso del Bevera e del Roya sono state cartografate, desumendole da foto interpretazione e da successivi controlli sul terreno, alcuni lineamenti in corrispondenza di gomiti fluviali presenti nei suddetti corsi d'acqua. Non è possibile indicare l'esatta natura di queste faglie (anche se l'andamento cartografico e gli elementi geomorfologici fanno presumere che si tratti di faglie trascorrenti), per assenza di indicatori cinematici sul terreno e per il fatto che queste faglie si sviluppano interamente all'interno della stessa litologia (marne e calcari marnosi di Trucco).

Successive alla prima, e più intensa fase di piegamento, sono le strutture fragili legate alla fase distensiva miocenica connesse all'apertura del bacino Ligure-Provenzale. Queste strutture sono costituite da un sistema di faglie sub-verticali che borda a nordest il complesso pliocenico, con andamento prevalentemente WNW-ESE, che è parte di un sistema di faglie normali organizzate in due fasci coniugati (WNW-ESE e NE-SW) orientati parallelamente alla linea di costa (*step-fault*), responsabili del collasso del margine ligure, e compatibili con i sistemi di faglie normali osservabili alla base della scarpata continentale (CHAUMILLON *et alii*, 1994).

Tali strutture hanno evidentemente condizionato anche la successiva deposizione dei depositi pliocenici. Si ritiene che tali faglie siano infatti sin-sedimentarie, in quanto i delta di tipo Gilbert solitamente si impostano proprio in bacini marini che presentano alle spalle sistemi attivi di faglie normali che creano lo spazio di accomodamento necessario per lo sviluppo dei delta, con corpi deltizi successivi usualmente sovrapposti proprio grazie all'attività della *master fault* (COLELLA, 1988; ORI

PROGETTO CARG

et alii, 1991; GAWTHORPE *et alii*, 1994; DORSEY *et alii*, 1995; DORSEY & UMHOEFER, 2000). Da ciò risulta che questo sistema di faglie si sia dunque originato nel contesto di tettonica distensiva miocenica ma abbia continuato la sua attività anche durante il Pliocene, caratterizzato invece da un contesto tettonico compressivo a scala regionale.

Fig. 32 - *Parete di faglia che limita a Nord l'abitato di Pigna lungo il sistema trascorrente Saorge-Taggia*.

PROGETTO CARG

Un discorso a parte merita l'importante allineamento NW-SE (N 120°-140°) Taggia-Saorge ed il sistema di faglie ad esso coniugato, la cui parete affiora in modo spettacolare limitando l'abitato di Pigna a Nord (Fig. 32). Questo sistema è costituito da diverse strutture, tutte ad alto angolo (>70°) e con prevalente componente trascorrente. In particolare la maggior parte delle faglie sono circa parallele tra loro con direzioni comprese tra N 160° e 100° (Fig. 30) e pitch delle strie di 10°-20°S, evidenziando una componente di movimento destra. Tali faglie sono inoltre caratterizzate da importanti fasce cataclastiche (Fig. 33) che si sviluppano anche fino a 20-30 m di spessore. Esistono anche faglie a direzione NE-SW di minor lunghezza, limitate all'interno delle faglie parallele al sistema principale, che presentano componente sinistra e riferibili a sistemi R' di Riedel all'interno del fascio principale.

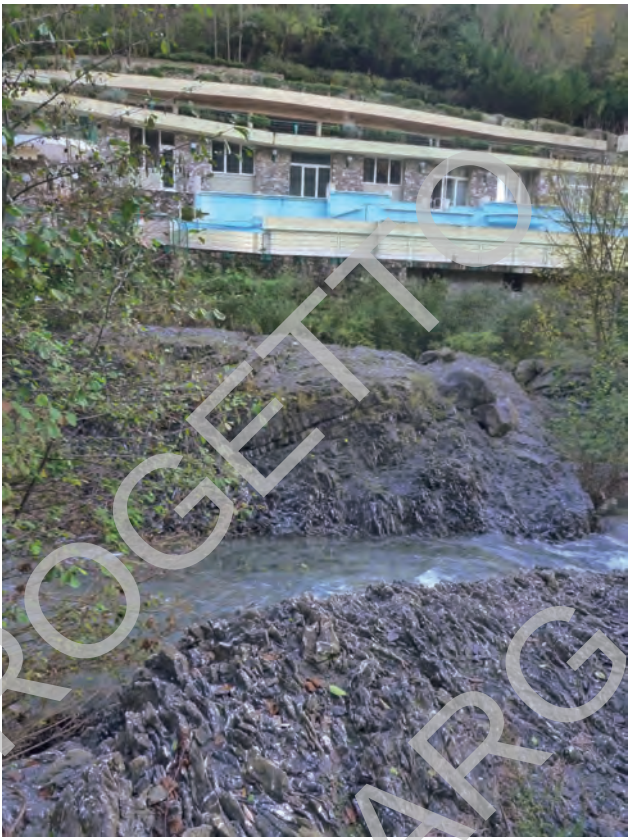


Fig. 33 - *Fascia cataclastica di spessore plurimetrico nel T. Nervia, nei pressi delle terme di Pigna, lungo il sistema di faglie Saorge-Taggia.*

PROGETTO CARG

Di tale sistema di faglie trascorrenti è segnalata la sua attivazione almeno a partire dal Pliocene se non prima (Perez, 1975) con una trascorrenza dapprima sinistra e, successivamente, destra come testimoniano chiaramente anche i meccanismi focali (Madeddu *et alii*,1996).

2. - AREE SOMMERSE

La morfostruttura abrupta del margine sottolinea l'importanza assunta dalle *step-fault* all'atto dell'origine e nell'evoluzione del Bacino Ligure-Provenzale. In effetti la maggior parte delle strutture rilevate ha questa tipologia con *trend* circa E-O sulla

piattaforma. L'orientamento di tali faglie ruota gradualmente in senso antiorario, sino a disporsi parallelamente alle grandi faglie del piede di scarpata. Rare sono le faglie affioranti, ma numerose quelle di pari caratteristiche sepolte sotto la copertura plio-quaternaria.

Le già citate, importanti faglie N70° al piede della scarpata ed entro la conoide (Fig. 34), sono state considerate, da più Autori, sismogeniche in regime compressivo e/o transpressivo. Le attività da noi rilevate nella zona vengono evidenziate dalle dislocazioni delle evaporiti superiori e interessano lo stesso fondale marino, ma danno origine a strutture a cinematica francamente diretta (Fig. 28). Solo più in alto sulla scarpata, compaiono sporadiche strutture, interpretabili come fenomeni di inversione tettonica. Le pieghe cartografate coinvolgono solo i terreni *incertae sedis* del substrato.

Tutt'altra problematica riguarda le linee trasversali alla costa. Di orientamento circa N-S sulla piattaforma, appaiono collegate a linee morfostrutturali emerse; ad E, nel Foglio, ruotano anch'esse in senso antiorario sulla scarpata, disponendosi NW-SE e contribuendo apparentemente alla curvatura del Canyon del Roya. Mostrano cinematica diretta e transtensiva; le loro coniugate, non frequenti, danno luogo a condizionamenti morfologici. Nella parte più occidentale del Foglio le faglie trasversali mantengono la direzione N-S e assumono il significato di linee di *transfer* tra diverse *step-fault*.

Data l'attiva sismicità dell'area, che non si localizza solo nella conoide profonda ma anche sulla scarpata, sulla piattaforma e sulla costa, può sembrare strano che vengano mappate così poche faglie attive, ma i processi gravitativi possono facilmente obliterarne gli effetti superficiali, spostando e deformando duttilmente le masse sedimentarie già interessate da dislocazioni.

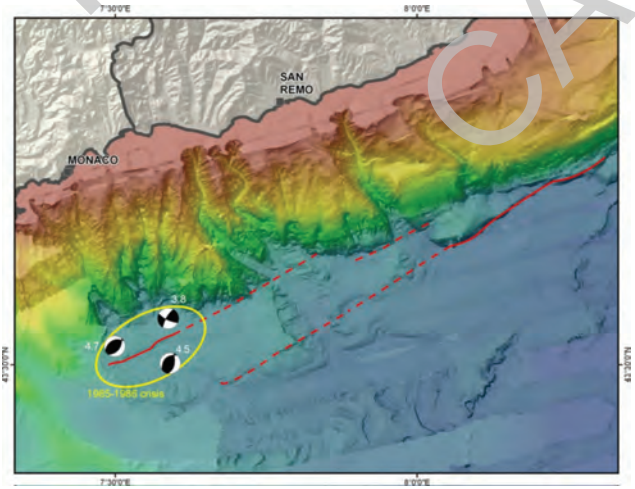


Fig. 34 - *Strutture sismogeniche al piede della scarpata (per gentile concessione di C. LARROQUE)*

PROGETTO CARG

VII - SISMICITÀ

Ai fini della caratterizzazione sismica di un'area, la distribuzione spazio-temporale dei terremoti per ciascuna zona sismotettonica riveste un ruolo di notevole importanza. Per la definizione della storia sismica, relativa alla zona del Foglio, sono stati consultati i cataloghi sismici pubblicati dall'Istituto Nazione di Geofisica e Vulcanologia (INGV) e disponibili in rete; nello specifico si è fatto riferimento al:

· CPTI11 - Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (Rovida *et alii*, 2011);
· DBMI11 - Database Macrosismico Italiano (Locati *et alii* 2011.

Ai fini dell'analisi della sismicità recente dell'area sono stati presi in considerazione anche gli eventi registrati dalle reti di monitoraggio delle Alpi Sud-Occidentali sia italiane che francesi distribuite in prossimità del confine italo-francese (es. Dipteris, LDG, ReNaSS).

1. - SISMICITÀ STORICA

La parte occidentale della Liguria è considerata sin da tempi storici come rilevante dal punto di vista del rischio sismico. L'evento simico principale che ha interessato questa regione è il terremoto del 23 Febbraio 1887, il cui epicentro viene ubicato nel tratto di mare compreso tra Sanremo ed Imperia (Locati *et alii* 2011; Fig. 35) con magnitudo associata di Mw 6.97 ricavata da studi macrosismici (Guidoboni *et alii,* 2007). La localizzazione della sorgente sismogentica, la sua geometria, la cinematica, nonché lo tsunami associato, sono tutt'oggi oggetto di un ampio dibattito (si veda per un approfondimento: Boschi et al., 1997; Eva & Rabinovich, 1997; Larroque *et alii,* 2011 e bibliografia associata).

PROGETTO CARG

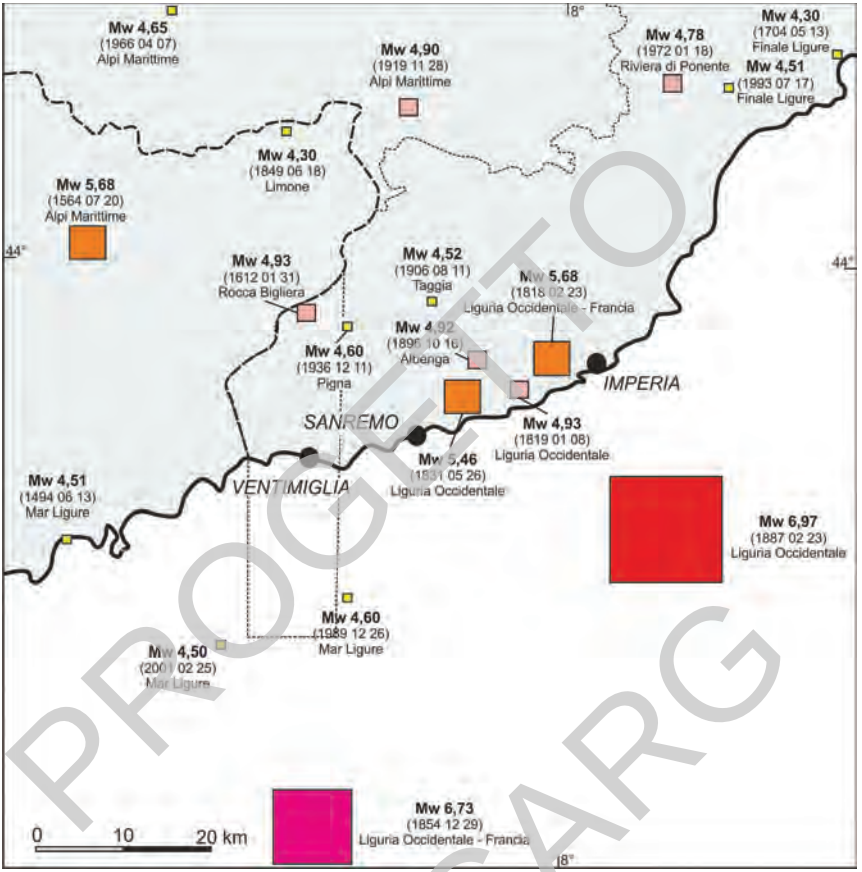


Fig. 35 - *Localizzazione dei principali eventi sismici con una magnitudo (Mw) presunta ≥4 (modificata da Rovida et alii 2011 - CPTI).*

PROGETTO CARG

Il terremoto del 1887 costituisce il terremoto più distruttivo che si sia verificato in Liguria in tempi storici, causò importanti danni agli edifici e numerose vittime. La sequenza sismica iniziò con alcuni "*foreshock*" di magnitudo relativamente blanda ma percepiti dalla popolazione, culminati con i tre eventi energetici più significativi di cui il più intenso è stimata essere all'incirca Mw 6.9 (Guidoboni *et alii,* 2007). Dopo questi eventi, nell'anno successivo si verificarono più di 750 "*aftershock*" (Eva *et alii,* 1990). La configurazione del campo macrosismico mostra che la maggior parte dei danni più imponenti, corrispondenti al IX grado della scala MCS, si verificarono nella zona di Imperia. La provincia di Imperia e la parte più

occidentale della provincia di Savona subirono numerosi danni, legati anche a fenomeni di amplificazione sismica locale. L'analisi della distribuzione del danno conduce alla definizione di un "range" di valori di magnitudo per l'evento (si veda Guidoboni et al. 2007 per un approfondimento). Risulta difficile però definire l'esatta ubicazione della sorgente, se non per il fatto che si trova in mare, al largo della costa ligure, nel tratto di pertinenza della provincia di Imperia.

Oltre a questo evento, i cataloghi della sismicità storica italiana (es. Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani - CPTI 2011) riportano nell'area del Foglio, alcuni eventi sismici di magnitudo non trascurabile (Mw ≥ 4). In particolare due: l'evento di Rocca Bigliera datato il 31 gennaio 1612 e l'evento di Pigna del 11 dicembre 1936 (CPTI 2011), entrambi localizzati a terra nella parte settentrionale del Foglio (Fig. 35). Per quanto riguarda le aree sommerse, sono da ricordare gli eventi: 21 aprile 1995 (M. 4,5) localizzato in prossimità di Ventimiglia (Fig. 35), 26 dicembre 1989 (Mw 4,60), 25 febbraio 2001 (Mw 4,50). Un interrogativo rimane la localizzazione di un altro evento storico importante avvenuto 29 dicembre 1854 (Mw 6,73) posto dal Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani a circa 30 km a sud di Ventimiglia.

2. - SISMICITÀ ATTUALE

Ai fini dell'analisi della sismicità attuale dell'area sono stati presi in considerazione gli eventi registrati e pubblicati su vari cataloghi, in particolare si è fatto riferimento a:

Catalogo della Sismicità Italiana CSI 1.1 () (1981-2002);

· ISIDE "*Italian Seismic Instrumental and parametric Data-basE*" (2005-2012);

integrandoli ove necessario con dati provenienti da:

· Rete Sismica RSNI ();

· Le reti francesi dell'LDG "*Laboratoire de Détection Géophysique*" e quella dell'istituto ReNaSS "*Fédération des réseaux régionaux de surveillance sismique*".

Utilizzando le localizzazioni degli eventi registrati, associati ai loro meccanismi focali ove calcolati, è possibile effettuare una correlazione strutture tettoniche-sismicità.

Nella figura. 36 è visibile la distribuzione della sismicità dell'area con dati provenienti dalle fonti precedentemente citate. Tale sismicità è messa in relazione sia con i lineamenti tettonici provenienti dalla letteratura (es. Turino *et alii*, 2009) sia con le faglie cartografate nel corso della realizzazione del Fogli Ventimiglia e Dolceacqua. In tale figura sono inoltre riportati alcuni meccanismi focali risolti da Turino *et alii* (2009; Tab. 1).

PROGETTO CARG

Tabella 1. Parametri dei meccanismi focali riportati in figura 36

N°	Data e ora	Magnitudo
1	21 - aprile - 1995	4,5
2	27 - luglio - 2002	3,6
3	2 - febbraio - 2002	3,4
4	30 - gennaio - 2002	3,2
5	2 - settembre - 2006	3,6
6	24 - ottobre - 2006	3,3
7	16 - agosto - 1997	3,1
8	26 - settembre - 1996	3
9	17 - ottobre - 1996	3,2

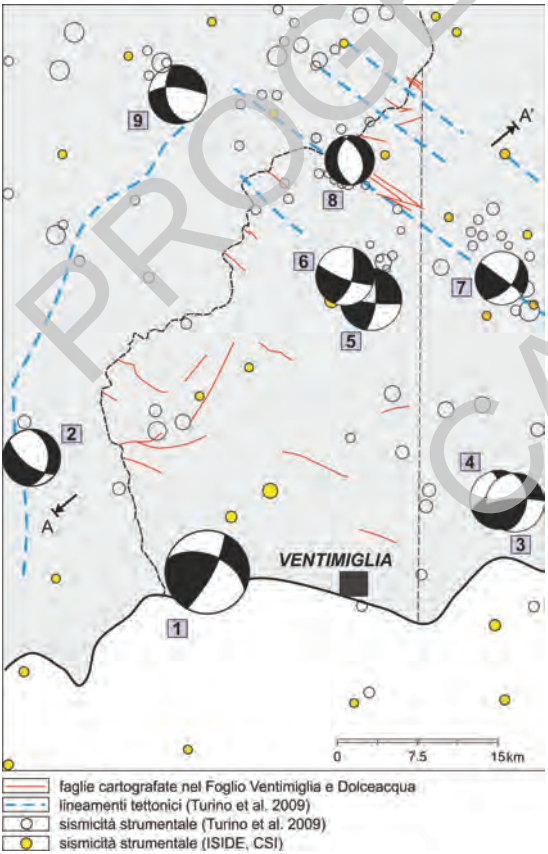


Fig.36 - *Mappa della sismicità nella zona di Ventimiglia dal 1983 ad oggi. I meccanismi focali provengono da* Turino *et alii 2009. La numerazione dei meccanismi focali fa riferimento alla tabella 2. Le linee nere tratteggiate rappresentano il confine di Stato (linea spessa) e il confine in territorio italiano dei Fogli Ventimiglia e Dolceacqua (linea sottile). A-A': traccia della sezione tomografica di figura 37.*

PROGETTO CARG

3. - LA LINEA SAORGE-TAGGIA E IL TERREMOTO DI VENTIMIGLIA DEL 21 APRILE 1995

La porzione della provincia ligure in cui ricade il Foglio mostra una generale distribuzione di faglie sia attive sia inattive con andamento prevalente NW-SE (LEMOINE *et alii* 1987), la cui genesi è da ricondurre alla fase di nascita ed espansione paleogenica del bacino del Mar Ligure. Le faglie più importanti che ricadono nell'area ove si colloca il Foglio sono: la Breil-Sosplel-Monaco con orientamento 20-40 N (CAMPREDON *et alii*, 1977) ed il sistema di faglie denominate Saorge-Taggia. Proprio questo ultimo sistema interessa direttamente il Foglio nella sua parte settentrionale (si veda per un approfondimento il capitolo VI.1.2. sulla tettonica fragile).

Si tratta di un complesso fascio di faglie, con orientazione NW-SE a trascorrenza prevalentemente destra (GIAMMARINO *et alii,* 1978). Tale sistema è stato segnalato come affiorante da Taggia sino a Saorge, in Francia, dove interseca, verso nord, la faglia Breil-Sospel-Monaco. Recenti studi sulla attività di queste strutture, ed in particolare della Saorge-Taggia, indicano una sismicità relativamente bassa

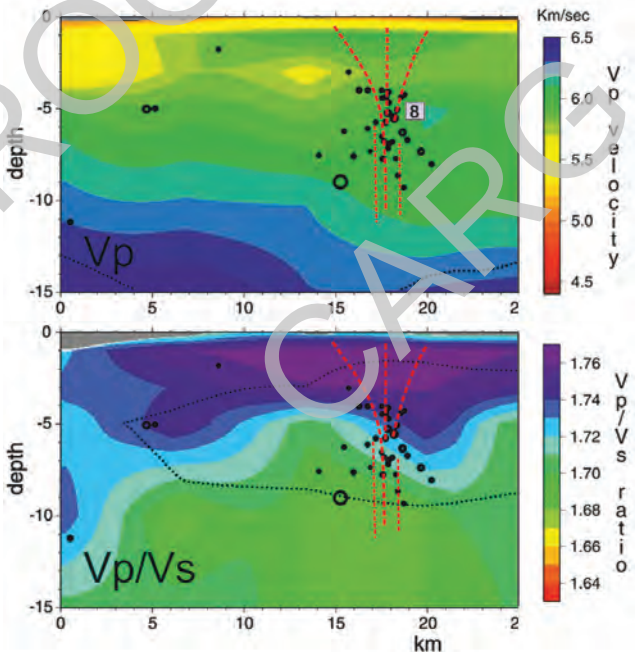


Fig. 37 - Sezione tomografica (velocità onde P e rapporto onde P e S) perpendicolare alla linea Saorge-Taggia (modificato da Turino et alii, 2009). Le linee rosse tratteggiate rappresentano l'ipotetica posizione in profondità di tale sistema. 8: epicentro dell'evento del 26 settembre 1996. La traccia della sezione è riportata in Figura 36.

PROGETTO CARG

fino a moderata, con una frequenza di terremoti di magnitudo superiore a 4.5 ogni 5 anni (COURBOULEX *et alii*, 2007). Tale struttura rimane comunque molto studiata grazie al monitoraggio effettuato sia dalle reti sismiche italiane (RETE SISMICA RSNI- pagina web http://www.dipteris.unige.it/geofisical/) che francesi (es. RENASS - Fédération des réseaux régionaux de surveillance sismique).
Sul terreno le strutture associabili a tali lineamenti regionali possono apparire discontinue e/o poco evidente, soprattutto in litologie che rispondono in modo poco fragile alla deformazione (es. flysch di Ventimiglia). La distribuzione della sismicità recente, unita ai meccanismi focali risolti per alcuni eventi (vedere Fig. 36), mostra una discreta congruità con i lineamenti strutturale osservabili in superficie (es. linea Saorge-Taggia).

Tra gli eventi degli ultimi venti anni, il terremoto di Ventimiglia del 21 Aprile 1995 è quello più energetico e fu registrato da varie reti di monitoraggio: la rete dell'LDG, dell'istituto ReNaSS, dell'osservatorio di Grenoble SISMALP e la rete italiana dell'Università di Genova. Le numerose registrazioni hanno permesso una buona localizzazione dell'evento, a pochi chilometri dal confine tra Italia e Francia e a circa 8 km di profondità; analisi successive (COURBOULEX *et alii*, 1998) individuano il meccanismo di sorgente come di tipo trascorrente-inverso associato ad una faglia con direzione NW-SE. Tale evento causò il danneggiamento di alcune costruzioni nell'area epicentrale di Ventimiglia e l'area di risentimento giunse fino a Nizza.

4. - LA SISMICITÀ DEL MARGINE CONTINENTALE E DEL BACINO

Per quanto riguarda, in particolare, la sismicità dell'area marina, oltre ai già citati epicentri a mare di importanti eventi storici e alla strutture sismogeniche al piede della scarpata (Fig. 34), vi è da notare che tanto le fonti italiane che francesi segnalano negli ultimi decenni (vedi Fig. 12) una numerosa serie di eventi che, anche se di magnitudo ridotta, possono avere grande importanza per l'attivazione di importanti frane sottomarine. Una sismicità di varia intensità interessa tutto il margine ligure alpino e gran parte della piana bacinale, con una certa concentrazione nell'area in esame. I meccanismi focali noti sono, quasi senza eccezione, di tipo compressivo o transpressivo. Associando questi dati ai dati sulla tettonica compressiva al largo di Imperia (e ad altri concernenti il margine appenninico) si può prendere in considerazione uno scenario di riattivazione in compressione (serraggio) di tutto il Bacino Ligure p.d., senza peraltro escludere l'importanza di altri meccanismi geodinamici agenti sulla catena e sulla costa, come quello sintetizzato in figura 13.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

VIII - SFRUTTAMENTO ANTROPICO DELLE RISORSE GEOLOGICHE

1. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE

I Fogli 257 Dolceacqua e 270 Ventimiglia occupano la porzione più occidentale della Regione Liguria. Ne consegue che le terre emerse sono alquanto limitate occupando solo la porzione del quadrante NW.

Anche se in funzione di ciò si ha una limitata estensione dei corpi rocciosi e della loro varietà litologica tuttavia, in funzione delle esigenze di disporre di materiali lapidei, sono presenti, zone di potenziale coltivazione mediante le normali operazioni di cava.

La potenzialità e l'interesse di estrarre materiali lapidei per plurimi scopi: inerti per pavimentazioni stradali e bitumati, ghiaie e sabbie per l'edilizia, pietre da calce, argille per laterizi, pietre da taglio e massi per scogliere, deriva direttamente dalle caratteristiche litotecniche delle successioni presenti.

Di seguito, si analizzano, in modo sintetico, le caratteristiche salienti delle formazioni presenti le cui litologie possono rivestire un maggiore interesse estrattivo.

Le litologie sono descritte in ordine cronologico.

Conglomerati di Monte Villa (**CMV**)

Questa formazione è stata distinta in diverse litofacies in funzione della prevalenza di elementi a granulometria e strutturazione differente. Si tratta di conglomerati costituiti da ciottoli di taglia variabile (da pochi cm a pluridecimetrica), a vario grado di cementazione con una matrice prevalentemente arenacea.

Localmente sono presenti lenti limoso-sabbiose di scarso interesse estrattivo. L'impiego è quello nel campo degli inerti, previa vagliatura e/o frantumazione.

Argille di Ortovero (**ORV**)

Risultano costituite da prevalenti limi argillosi in percentuale di poco favorevole ai limi (50% ÷ 55% ca.) contro un 35 % ÷ 45% ca..

La restante parte è data da elementi arenacei tra cui sono frequentissimi i resti organici (gusci di macrofossili e di microfossili).

L'utilizzo nei tempi passati è stato quello nel campo della produzione di laterizi che però non evidenziavano una elevata qualità per la presenza dei frammenti fossiliferi che manifestavano un comportamento simile a quello dei "calcinelli".

L'attuale destinazione può essere ancora nel campo delle fornaci, previ opportuni trattamenti, o come materiale da impiegare per la formazione di orizzonti impermeabili o per la costituzione di substrati in agricoltura previa idonea miscelazione con sostanze organolettiche (compost, stallatici, ecc.).

Flysch di Ventimiglia (**FYV**)

Ritmi torbiditici costituiti da alternanze di arenarie grossolane gradate, arenarie fini con intercalazioni siltoso - arenacee e siltoso-argillose peliti di colore grigio marrone con uno spessore massimo di ca. 400 m. La formazione oltre alle arenarie in banchi e strati presenta livelli argillo - marnosi e, talora, calcareo-marnosi.

Possibile produzione di massi per scogliere, pietrisco e, localmente, in corrispondenza di livelli di tipo ardesiaco lastre per coperture. Cave di questo tipo erano numerose nei comuni di Triora e Molini di Triora (Foglio 258 San Remo).

L'unica cava presente nei fogli Dolce acqua e Ventimiglia è quella sita in Località Bevera, poco a Nord di Ventimiglia. Si tratta di un'escavazione condotta in corrispondenza di un marcato costone lungo il quale si sviluppano diverse formazioni. Da W verso E, disposte in senso meridiano si incontrano le seguenti formazioni: flysch di Ventimiglia, marne siltose di Olivetta S. Michele, formazione a *Microcodium* e calcareniti di Capo Mortola.

Il contatto tra la formazione a *Microcodium* e le marne siltose di Olivetta avviene con un sovrascorrimento che ha portato la prima formazione ad accavallarsi sulla seconda con traslazione verso Ovest.

La coltivazione avviene mediante gradoni che sono raggiunti da piste di arroccamento che si sviluppano lateralmente alla zona scavata.

2. - RISORSE IDRICHE

Nei Fogli 257 Dolceacqua e 270 Ventimiglia si hanno sorgenti di limitata importanza, talvolta sfruttate per uso locale. Intenso è lo sfruttamento degli acquiferi alluvionali dei corsi d'acqua.

PROGETTO CARG

ABSTRACT

The Sheets 257 Dolceacqua and 270 Ventimiglia of the 1:50.000 Geological Map of Italy comprise part of the Ligurian territory (ca. 3/4 of the total area of the sheet) while a relevant portion (ca. 25%) is occupied by the sea. In detail, the Sheet 257 Dolceacqua is situated entirely on land while the Sheet 270 Ventimiglia consists of the Ventimiglia-Bordighera coastline and the adjacent offshore. The onshore is settled in a mountainous and hilly area bounded - to the South - by the Thyrrenian sea and - to the West and North - by France. The sheet is characterized by the presence of three main rivers: the Bevera, Roja and Nervia from west to east, respectively. The highest peaks are distributed along the ridges bordering French territory, from south to north: the Grammondo (1380 m), Toraggio (1972 m) and Pietravecchia (2038 m) mounts.

The area occupied by the sheets represents a crucial sector for understanding the geologic events that affected the SW Alps. The Sheets 257-270 are placed in the westernmost part of the Ligurian Alps, which are the E-W trending southernmost sector of the Alpine belt. The Ligurian Alps are made up of several tectonic units that are grouped into three main paleogeographical domains (Dauphinois/Provençal, Briançonnais and Piedmont-Ligurian domains). The inner zone (NE) of the chain is constituted by continental Briançonnais and the oceanic Piedmont–Ligurian units, affected by medium to high-grade metamorphism developed during the Cretaceous-to-Eocene Alpine subduction phases (e.g. Goffè *et alii*, 2004). The external zone (SW) of the chain is mainly formed by European crust, represented by the Dauphinois/Provençal domain, here constituted by a Triassic-Cretaceous mainly carbonate platform, cropping out in the westernmost part of the Sheets 257-270. Upon the Dauphinois/Provençal domain, an Eocene-Oligocene foreland basin succession is widely exposed in both geological sheets. It was deposited during the subduction and collisional phases associated with the Alpine orogenesis. The sedimentation within the foreland basin stopped when detached covers of the Piedmont-Ligurian units - i.e. the Helminthoid Flysch nappes - were thrust onto the Dauphinois domain. In the Eastern sector of the sheets 257-270, two tectonic units lie on the Dauphinois-Provençal succession and its Eocene-Oligocene foreland basin deposits: the San Remo-Monte Saccarello unit, pertaining to the Piedmont-Ligurian Domain, and the Baiardo-Triora unit, constituting the "Lembi Interposti Zone", well-known also as "Complesso di progressione" or "Schistes -à-blocs". The Baiardo-Triora unit consists of a sedimentary-tectonic mèlange developed during the thrusting of the San Remo unit onto the Briançonnais and Dauphinois domains.

The San Remo-Monte Saccarello unit is here represented by the Arenarie di Bordighera and the Flysch di San Remo. The first formation consists of coarse sandstones and fine siliciclastic conglomerates referred to the Upper Campanian-Middle-Upper Maastrichtian. The second one is here made up only by

PROGETTO CARG

two members: Membro di Villa Faraldi, prevalently formed by marls and calcareous sandstones, constituting very thick beds, with minor interbeddings of calcilutites and arenaceous-pelitic beds and Membro di San Lorenzo, prevailingly composed of arenaceous-clayey-marly turbidites. The Flysch di San Remo has been referred to the Upper Campanian-Upper Maastrichtian interval.

The Baiardo-Triora unit is represented by the Flysch di Baiardo, which is composed of fine-middle sandstones within a pelitic matrix with a very chaotic structure and locally containing sharp elements and olistoliths of exotic rocks.

The Dauphinois-Provençal succession is comprised between Late Triassic s.l. and Late Eocene. This succession begins with the Formazione del Passo di Traittore, consisting of marls, gypsum and cellular dolomites Upper Triassic in age. The Formazione del Ciucco di Gerri follows, made up by marls and limestones (Raethian-Hettangian) on which a carbonate platform with withish limestones alternated with grey dolomites developed (Bajocian-Bathonian). At its top the Formazione del Monte Grammondo occurs formed by a dolomitic undifferentiated set followed by brown limestones and grey dolomites of Kimmeridgian-Tithonian age. A facies change observed in the following Cretacic sediments (Formazione del Monte Grosso) marks a renewed geodynamic trend characterized by marls and marly limestones with glauconitic sandstones and mineralized hardgrounds of Valanginian-Cenonomanian age. It is followed by pelagic limestones, marly limestones and marls (Marne e calcari marnosi di Trucco) containing a nannofossil association which allowed to refer the formation to the Lower Campanian-Upper Maastrichtian interval.

At the end of the Cretaceous the deposition in the European Foreland ended due to a generalized geodynamic-related uplift and the sedimentation took place again during Eocene times, at first with continental and lagoon deposits, then with the deposition of marine sediments. The transgression of the following unit is evidenced by an unconformity and by the first clastic layers containing mostly Cretaceous carbonate clasts. As a matter of fact, the Formazione a *Microcodium* consists of different facies starting with continental conglomerates and breccias, and then marls, from grey to reddish, with abundant bioturbation and *Microcodium* structures, and ends with marls and micritic limestones of marine environment. The formation has been dubitatively referred to the Paleocene-Upper Lutetian interval. At its top, the Calcareniti di Capo Mortola begin with nummulitic greywackes followed by calcarenites with massive beds, alternating with metric levels of marls, containing abundant association of macroforams, calcareous algae and corals, of Upper Lutetian-Lower Bartonian age. It is followed, with transitional change, by the Marne siltose di Olivetta San Michele, which consists of hemipelagites (bluish marls). The faunal contents refer this formation to the Bartonian-Lower Priabonian interval. The Flysch di Ventimiglia (well-known as Grés d'Annot too) completes the Dauphinois-Provençal succession. The formation consists of turbidite sandstones and pelites. The sandstones are coarse to fine with silty-arenaceous and silty-clayey interlayers

PROGETTO CARG

and sedimentary structures. The formation is referred to the Upper Bartonian-Lower Priabonian (?).

The dominant structural setting is a stack of west-verging tectonic units (represented by the San Remo and Baiardo-Triora units) resting above the Meso-Cenozoic Dauphinois succession, which is, in turn, characterized by several ~ N-S trending thrusts: the easternmost (~20 km in length) Mt. Terca thrust, the Mt. Forquin-Capo Mortola thrust and the Mt. Mergo-Mt. Grammondo thrusts. This last shows the deepest formation of the stratigraphic succession, i.e. the Triassic gypsiferous shales, representing the basal detachment level. The Mt. Terca and the Mt. Forquin-Capo Mortola thrusts are accompanied by overturned folds truncated against the fault surface. These folds are defined by competent Calcareniti di Capo Mortola damaged by distributed shear fracturing and enveloped by highly deformed ductile Cretaceous (Marne e calcari marnosi di Trucco) and Eocene marls (Marne siltose di Olivetta San Michele). However, all the Meso-Cenozoic succession is characterized by folds with variable geometry. Few open, hectometric scale folds with E-W striking axes and sub-vertical axial planes have been found only in the Marne e calcari marnosi di Trucco, suggesting the existence of a pre- or early-Alpine (Latest Cretaceous-Early Paleocene?) deformational phase. Apart from these rare structures, all folds recognized in the study area involve the whole Meso-Cenozoic stratigraphic record. At the hectometric scale, typical chevron form is associated with folds developed in the Cretaceous-Eocene succession. The Cretaceous marly limestones (Marne e calcari marnosi di Trucco) are also characterized by disharmonic folding at mesoscale. In the western sector, the Mt. Grammondo anticline shows very steeply symmetric limbs of massive Jurassic limestones (Formazione del Monte Grammondo). The Mt. Grammondo anticline comprises a crestal graben, which borders evaporites in disconformable contact with the broken fold hinge. East to Mt. Grammondo, between Trucco village and the coastline, several couples of tight, N-S trending anticlines and synclines, steeply dipping toward East, are depicted by the Cretaceous-Eocene succession. Moving toward West (Mt. Grammondo ridge), folds become progressively tighter. Northward, the NW–SE trending axes Olivetta syncline shows long western gentle limbs and short eastern overturned limbs. The southern part of the western limb of the Olivetta syncline progressively changes from gently north-eastern dipping to sub-vertical until becomes slightly overturned. Consequently this fold shows a peculiar geometry, with two overturned limbs. Eastward the Monte Terca thrust, open folds with wavelengths of 200-3000 m and amplitude from 100 to 1000 m, involve both the Dauphinois and Piedmont-Ligurian domains.

The northern part of the Sheet 257 Dolceacqua is characterized by the presence of a major sub-vertical strike-slip fault system, i.e. the Saorge-Taggia fault. It is well exposed close to the Pigna village where can be easily detected its dextral kinematic. Fault zones of both systems are characterized by thick (up to 40 m) cataclasites of strongly deformed tectonic breccias. Strike-slip movements are testified by dis-

PROGETTO CARG

placement of geological boundaries at map scale and, at mesoscale by kinematic indicators such as striae, slickensides, Riedel shear fractures, planar or sigmoidal en échelon tension gashes filled with quartz/calcite.

The post-Paleogene evolution, controlled by a prevailing tensional tectonics, lasting also in the Pleistocene, is characterized by erosion and following deposition of Upper Miocene and Pliocene sediments. The Messinian deposits are both present below sea-level and at restricted outcrops (Brecce di Taggia), while clays (Argille di Ortovero) and conglomerates (Conglomerati di Monte Villa) of Pliocene age, at present forming the most important strips around the Ventimiglia town, uncomformably rest on the Dauphinois-Provençal succession.

The Brecce di Taggia, of Upper Messinian-Zanclean age, constitute the basal rocks of the Pliocene succession and consists of continental chaotic deposits with no bedding and a maximum thickness of 10 m. The marine deposits begin with the emplacement of 15 m thick bioclastic sandstones (Arenarie di Copeira), referred to the Lower Pliocene. The Argille di Ortovero follows, consisting of grey-sky-blue marls with silty-arenaceous interbeddings of Lower Zanclean-Lower Piacenzian age. The Neogene succession ends with conglomerates (conglomerati di Monte Villa) more than 100 m thick of Zanclean-Piacenzian age.

The area of the Sheets N. 257-270 Dolceacqua and Ventimiglia, as well as all the Western part of the Liguria region, is considered seismic, both historically and at present. Different seismogenetic faults have been evidenced both on- and off-shore of the Ventimiglia coastline. Particularly important are the Taggia-Saorge fault and its fault system responsible for the seismic activity of the area and then for earthquakes occurred also in the last twenty years.

The continental margin comprised within the Sheets 257-270 shows several wide submarine canyons. The continental shelf develops westward of Ventimiglia, whereas eastward disappears into the canyon tops. The shelf-break is generally placed at ca. -110 m. Erosional canyons and unstable gravitational deposits characterize the steep slope of the continental margin. The wider submarine canyon is the Roya Canyon, which merges with the Bordighera Canyon toward East, in the adjacent San Remo Sheet. Other two minor, ca. parallel canyons (Canyon della Rocca and Canyon della Mortola) occurr westward. All canyons show wide landslides that highlight active morpho-dynamics, probably related to seismic activity. Historical and instrumental data indicate that this tectonic regime is still active and several seismogenic faults are located close to the shelf- break. Similar structures have been also identified Westward in France or eastward in the San Remo offshore.

PROGETTO CARG

ENGLISH LEGEND

QUATERNARY DEPOSITS

CONTINENTAL

Slope debris: deposits induced by gravity of variable thickness, composed of heterometric angular materials, sometimes containing decimetric- to metric-scale boulders, not cemented with scarce matrix (**a**). Talus debris: deposits induced by gravity, composed of heterometric angular materials with prevailing coarse granulometries, lacking in matrix and sometimes cemented, without pedogenetic covers, arranged along bands at the foot of the main rocky walls, sometimes forming real and typical cones. Quite similar to the deposits of the previous class, they are different for a larger extent and continuity and for their arrangement at the feet of the main calcareous and arenaceous walls ($\mathbf{a_3}$). Debris flow deposits: chaotic deposits with heterometric clasts and clayey-sandy matrix. Clasts and boulders from centimetric to decimetric and pluridecimetric in size, angular-shaped ($\mathbf{b_4}$). Eluvial-colluvial deposits: detrital covers of middle-high thickness due to the in situ weathering and then mobilized by slope processes, consisting of heterometric clasts of variable lithology with pelitic and/or sandy-gravelly matrix with pedogenetic cover, very often reworked ($\mathbf{b_2}$). Alluvial deposits: pebbly, gravelly and/or sandy deposits, accumulated along the main streams, subjected to evolution by present fluvial processes (**b**). Beach deposits: gravelly and sandy-gravelly deposits of emerged beach, of both natural and artificial descent ($\mathbf{g_2}$). Recent landslide deposits: deposits induced by gravity of heterogeneous and heterometric material with or without indications of reactivation ($\mathbf{a_{1a}}$).Anthropic deposits (**h**).

HOLOCENE

Alluvial terraced deposits: gravelly and sandy deposits sometimes interbedded with mud, situated along the main valleys to different altitudes compared to the present river-bed. Frequent appearance of soil from little to much developed ($\mathbf{bn_{1\text{-}3}}$).

MIDDLE PLEISTOCENE - HOLOCENE

Ancient landslide deposits: ancient deposits composed of heterogeneous and heterometric material of quiescent or stabilized landslide ($\mathbf{a_{1b}}$).

PLEISTOCENE - HOLOCENE

Marine terraced deposits: sandy-gravelly deposits, sometimes pebbly of transitional

PROGETTO CARG

marine-continental environment, hanging over the present planes (**gn_1**).
MIDDLE PLEISTOCENE - LATE PLEISTOCENE

MARINE

Highstand tract (***HST***). Depositional coastal systems with phanerogams: sands subject to coastal drift (**g_{11}**). Platform depositional system: fine sands and siltites and pelites (**g_{18}**).
HOLOCENE

Transgressive bodies (***TST***). Deltaic or pro-deltaic deposits.
LATE PLEISTOCENE - HOLOCENE

Lowstand bodies (***LST***). Slope deposits of pro-deltaic or reworked facies.
LATE PLEISTOCENE

UNDIFFERENTIATED MARINE UNITS

sti_3 - undifferentiated terrigenous substrate
sri - undifferentiated rocky substrate

PLIOCENE DEPOSITS

MONTE VILLA CONGLOMERATES (**CMV**)
Middle-fine conglomerates well organized and stratified in thin beds (10-15 cm an average), both clast-supported and matrix-supported (**CMV_{2b}**; Santa Croce Member; conglomeratic lithofacies; maximum thickness 100 m), with interbeddings of silty-sandy discontinuous horizons and clayey-marly lens (**CMV_{2a}**; Santa Croce Member: marly lithofacies; maximum thickness of about 30 m). Immature coarse conglomerates few or badly stratified (**CMV_{1a}**; Monte Baraccone Member: massive conglomerates lithofacies; maximum thickness about 250 m), alternated with sandstones and siltites, passing to massive and graded conglomerates, with beds up to metric and arenaceous coarse matrix and separated in the upper part by a thick clayey horizon, up to 50 metres thick, and by conglomerates with planar and low-angle cross stratification (**CMV_{1b}**; Monte Baraccone Member: stratified conglomerates lithofacies; maximum thickness about 100 m). Supposed depositional environment: delta-cone. CMV is ascribed to the *LOWER ZANCLEAN p.p.* – PIACENZIAN. Globorotalia

PROGETTO CARG

margaritae Zone (MPL 2)- Globorotalia crassaformis Zone (MPL 4b).

ORTOVERO SHALES (**ORV**)
Grey-blue marls and shales, more or less silty and marly, from massive to weakly laminated with minor thin interbeddings of siltites and fine arenites with erosional base and normal graded-bedding and conglomeratic interbeddings. In the upper part they shade to siltites and fine yellowish sandstones. Supposed depositional environment: from delta-cone next to the lower boundary of the epibathial horizon.Variable thickness from few metres to up to ca. 100 m. Among the malacofauna presence of gasteropoda, otholiths, bivalves among which Pecten astensis (SACCO).
LOWER ZANCLEAN – LOWER PIACENZIAN? Sphaerodinellopsis Zone (MPL1)- Globorotalia margaritae Zone (MPL2)- Globorotalia margaritae-Globorotalia puncticulata Zone (MPL 3)- Globorotalia puncticulata Zone (MPL 4a).

COPEIRA SANDSTONES (**AAP**)
Bioclastic sandstones in decimetric beds, with bioclasts of oysters, gasteropoda and bivalves, and granules of quarzt, alternated with siltites and pelites. Thickness about ca. 30 m. Depositional environment: transition from lower to middle shoreface.
LOWER PLIOCENE ?

TAGGIA BRECCIAS
Breccias with subangular clasts from centimetric to metric in size, with sandy or sandy-muddy matrix (**BDT**). Maximum thickness ca 10 m. Depositional environment: product of subaerial gravity flows, mainly by rockfall and flow (debris-flow), deposited at the bottom and at sides of the Messinian valleys.
UPPER MESSINIAN – LOWER PLIOCENE ?

SAN REMO-MONTE SACCARELLO UNIT

SAN REMO FLYSCH (**FSM**)
Arenaceous-clayey-marly beds, with rare calcilutitic interbeddings and rare marly-arenaceous layers (**FSM_4**; “San Lorenzo” Member - Sheet 258-271 “San Remo”); maximum thickness outcropping ca. 70 m;
marls and calcareous sandstones constituting turbiditic beds; moreover presence of calcilutitic levels passing to marly-arenaceous and arenaceous-argillitic beds (**FSM_2**; “Villa Faraldi” Member); such member shows a maximum thickness outcropping of about 50 m. The formation consists of turbidites deposited in a pelagic deep environment.
FSM_4 is ascribed to the UPPER MAASTRICHTIAN (CC25 pp. – CC26 Zones).
FSM_2 to the UPPER CAMPANIAN- UPPER MAASTRICHTIAN (CC22 – CC25

PROGETTO CARG

Zones).

BORDIGHERA SANDSTONES
Middle to coarse sandstones, up to fine conglomeratic facies, in thick layers sometimes amalgamated. The sandy-conglomeratic facies are situated at the base of the sandy thick layers. The composition of the sandstones and the conglomerates is similar and consists of quarzt, feldspars, minor plagioclases, muscovite and biotite. In the conglomerates prevailing elements of granites, porphyries and gneisses are present (**ABG**). Maximum thickness: few tens of metres. Depositional environment: turbidites of pelagic deep environment.
UPPER CAMPANIAN – MIDDLE-UPPER MAASTRICHTIAN (CC22 – CC25 *p.p.* Zones).

BAIARDO-TRIORA TECTONIC UNIT

BAIARDO FLYSCH
Fine and middle sandstones, with siltitic-argillitic intercalations including subangular elements of variable size, from centimetric to pluridecimetric, up to olistolithic masses of Ventimiglia and San Remo Flischs (FDB). Maximum thickness ca. 100 m. Depositional environment: tectono-sedimentary mélange localized at the front of the Alpine orogenic wedge.
LOWER PRIABONIAN ?

DAUPHINOIS-PROVENÇAL COVERS

VENTIMIGLIA FLYSCH
Coarse graded sandstones and fine sandstones in massive beds and layers with silty-arenaceous and silty-clayey intercalations; presence of clayey-marly and sometimes calcareous-marly levels (**FYV**). Maximum thickness ca. 400 m. Depositional environment: turbidites of pelagic deep environment placed on the inner margin of the foredeep.
Chaotic megabreccia composed of blocks and megablocks prevailing of OSM and of rare twisted bed of FYV with poor marly matrix, passing at the top to a clast-supported conglomerate with elements of OSM and FYV (do: Dolceacqua lithozone). The megabreccia lies on a FYV substratum intensely deformed for a variable thickness from some to a few tens of metres. Thickness 10-60 m.
UPPER BARTONIAN – LOWER PRIABONIAN ?

OLIVETTA SAN MICHELE SILTY MARLS
Bluish marls alternated with thin layers of beige silty marls, with rare clayey-sandy levels. Presence of minor calcareous-arenaceous intercalations. In the upper part of

PROGETTO CARG

the unit presence of terrigenous arenaceous-silty material. Maximum thickness ca 100 m. Depositional environment: bathyal-epibathyal environment (500-1000 m) placed on the inner margin of the foredeep (**OSM**).
BARTONIAN – LOWER PRIABONIAN (Planktic foraminifera assemblage characterized by Globigerinatheka spp.and, at the top, G. semiinvoluta. IFP16-IFP17 zones. Benthic foraminifera assemblage characterized by Nuttalides trumpy, Anomalinoides alazanensis, Gyroidinoides girardanus and Vulvulina spinosa).

CAPO MORTOLA CALCARENITES
Whitish and greenish sandstones at the bottom passing to massive calcarenites, generally biodetrital, with local basal conglomeratic horizons and with big size macroforaminifera assemblages (among which: Discocyclina, Gypsina, Nummulites, Orbitolites, Operculina) and calcareous algae locally prevailing as regards the foraminifera (among which: Lithoporella,Lithotamnion). In the upper part of the series presence of sandy-silty beds with isolated corals (**NCM**). Maximum thickness ca. 110 m. Depositional environment: infra-circalitoral placed in the most superficial part of the slope of the foredeep inner margin.
UPPER LUTETIAN – LOWER BARTONIAN (Planktic assemblage composed of Morozovella cfr. aragonensis, Turborotalia cerroazulensis frontosa and of the orders Globigerinatheka and Acarinina of Upper Lutetian and foraminifera assemblage characterized by Gypsina globula, Nummulites cfr. brongniarti and Nummulites cfr. perforatus ascribed to the SB17 of Lower Bartonian).

MICROCODIUM FORMATION
Grey and red bioturbated marls and Microcodium structures passing at te top to the conglomerates and breccias whit heterogeneous clasts, followed by marls and micritic limestones in thin beds with black cherty nodules (**MIC**). Variable thickness from 0 up to 100 m. Such heterogenous deposits are ascribed to the depositional environment transitional between continental and marine.
PALEOCENE – UPPUR LUTETIAN ?

TRUCCO MARLS AND MARLY LIMESTONES
More or less marly limestones, bedded and massive, with marly intercalations thicker and of greater thickness in the upper part (**TUC**). Variable thickness up to 600 m. Depositional environment: basin plain.
CAMPANIANO – LOWER MAASTRICHTIAN (CC18-CC23 Zones).

MONTE GROSSO FORMATION
Marly limestones and laminated marls with glauconitic massive beds and levels of glauconitic sandstones. Presence of condensed surfaces (hardgrounds) with phos-

PROGETTO CARG

phatic and ferrous mineralisations (**GOS**). Maximum thickness 60 m. Depositional environment: external shelf.
VALANGINIAN – CENOMANIAN

MONTE GRAMMONDO FORMATION
Lower dolomitic system, formed by dolomites and dolomitic limestones, badly stratified, followed by brown limestones in massive beds and grey dolomites (**GMM**). Fossils are represented by corals, dasicladacee algae (Salpingoporella pygmaea, Macroporella gigantea, Salginoporella johnsoni) and foraminifera (Trocholina aff. alpina, Pseudocyclammina aff. lituus, Labirinthina mirabilis). Maximum thickness 80-100 m. Depositional environment: carbonatic shelf.
KIMMERIDGIAN – TITHONIAN

CIUCCO DI GERRI FORMATION
It consists, from the bottom, of marls, dolomites and limestones (Rhaetian-Hettangian), followed by light dolomitic limestones and whitish limestones alternated with grey dolomites in thick beds (**FKG**). Presence of organism remains such as Meyendorfina sp., Trocholina, Valvulinidae, Textulariidae, Ostracods and fragments of Mastopora (Bajocian-Bathonian).
RHAETIAN – BATHONIAN

PASSO DI TRAITTORE FORMATION
Evaporitic succession formed by varicolored marls, chalks and "cargneules" (Keuper Auct.) in which are included bits of dolomites and "cargneules" of Lower and Upper Triassic (**FPT**).
UPPER TRIASSIC

PROGETTO CARG

BIBLIOGRAFIA

Alinat J., Cousteau J.Y., Giermann G., Leenhardt O., Perrien Th. & Pierrot S. (1969). - *Lever de la carte bathymetrique de la mer Ligure*. Bull.Inst. Oceanagr.Monaco, **69**, 1395: pp. 12.

Alinat J., Giermann G. & Leenhardt O. (1966). - *Reconnaissance sismique des accidents de terrain en mer Ligure*. C.R.Acad.Sc.Paris, D, **262**: 1311-1314.

Alvarez W. (1972). - *Rotation of the Corsica-Sardinia Microplate*. Nature Phys.Sci., **235**: 103 - 105.

Angrisano E. & Segre G. (1969) - *Carta batimetrica del Mediterraneo Occidentale. MAP1501 F.C. 1030/2*: Ist.Idrografi co della Marina, Genova.

Auzende J.M., Bonnin J. & Olivet J.L. (1973) - *The origin of the western Mediterranean basin*. J.Geol.Soc.London, **129**: 607 - 620.

Barbier R. (1960) - *Remarques sur le schéma structural des Alpes Maritimes franco-italiennes de M. Lanteaume*. C.R. somm. Soc. Géol. Fr., **3**: 66-67.

Bigot-Cormier F., Sage F., Sosson M., Deverchere J., Ferrandini M., Guennoc P. & L'équipe Cylice (2004) - *Déformations pliocènes de la marge nord - ligure: les consequenxes d'un chevauchement crustal sud - alpin.* Bull. Soc. Géol. Fr., **175**, 2: 197-211.

Bigot-Cormier F., Sage F., Sosson M., Déverchère J., Ferrandini M., Guennoc P., Popoff M. & Stéphan J.-F. (2004) - *Déformations pliocènes de lamarge nord-Ligure (France): les conséquences d'un chauvement crustal sud-alpin.* Bulletin de la Société Géologique de France, **175**: 197 -211.

Blanc A.C. (1938) - *Nuovo giacimento Paleolitico e Mesolitico ai Balzi Rossi di Grimaldi*. Rendiconti dell'Accademia Nazionale dei Lincei **28**: VI, 3-4, 107-113

Bodelle J. & Campredon R. (1968) - *Les Formations a "Microcodium" dans les Alpes Maritimes franco-italiennes et le Basses-Alpes. Leur importance paléogèographique*. Mèm. B.R.G.M., **58**: 453-471.

Bodelle J. & Campredon R. (1969) - *L'Eocène des Alpes Maritimes et des Basses Alpes*. Mem. B. R. G. M., **69**: 409-415.

Bonazzi A., Cobianchi M. & Galbiati B. (1987) - *Primi dati sulla cristallinità dell'illite nelle unità tettoniche più esterne e strutturalmente elevate delle Alpi Liguri*. Atti Tic. Sc. Terra, **31**: 63-77.

Boni A. & Peloso G. F. (1973) - *I lembi pliocenici della Liguria Occidentale da Terzorio al confine italo-francese*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **23**: 170-201.

Boni A., Boni P., Peloso G.F. & Gervasoni S. (1980) - *Dati sulla neotettonica di parte dei Fogli S. Remo (102), Imperia (103), e Albenga-Savona (92-93)*. CNR P. F. Geodinamica, pubbl. **356**: 1245-1282.

Boni A., Boni P., Peloso G.F. & Vercesi P.L. (1978) - *Dati preliminari sulla neotettonica di parte dei FF. 102 (San Remo) e 103 (Imperia)*. Contr. Prelim. Alla Realizz. Della Carta Neotett. D'It., P. F. Geodinamica del CNR, pubbl. **155**: 361-380, Napoli.

Boni A., Boni P., Peloso G.F. & Gervasoni S. (1985) - *Nuove osservazioni e considerazioni sui lembi pliocenici dal confine di stato a Capo Sant'Ampelio (Alpi Marittime)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia **30**: 246-309.

Boni A., Cerro A., Gianotti R. & Vanossi M. (1971) - *Note illustrative della Carta geologica d'Italia. Foglio 92-93, Albenga-Savona*. Serv. Geol. D'It.: pp. 143, Roma.

PROGETTO CARG

Boni P., Cotta Ramusino S. & Peloso G.F. (1989) - *Considerazioni e riflessioni sul tracciato del T. Bevera nella zona di Collabassa, prima della confluenza con il F. Roja (Liguria Occidentale)*. Atti Tic. Sc. Terra, Note brevi, **32**: 1-6

Boni P., Cotta Ramusino S. & Peloso G.F. (1991) - *Morfotettonica e idrografia dell'area compresa tra il confine di stato e la valle di Latte (Alpi Marittime).* Rend. Soc. Geol. It., **14**: 17-22

Boni P., Cotta Ramusino S. & Peloso G.F. (1995) - *Considerazioni idrogeologiche e morfostrutturali sul bacino del torrente della Valle di Latte (Liguria occidentale)*. Atti Tic Sc. Terra, **38**: 31-63

Boni P., Peloso G.F. & Vercesi P. L. (1976) - *I lembi pliocenici della Liguria occidentale da San Lorenzo al Mare (Imperia) ad Andora (Savona*). Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **25**: 112-142.

Bonini L., Dallagiovanna G. & Seno S. (2010) - *The role of pre-existing faults in the structural evolution of thrust systems: Insights from the Ligurian Alps (Italy).* Tectonophysics, **480**: 73-87.

Bourcart J. (1958). - *Carte du Precontinent sous - marin entre Antibes et Genes*. Mus.Oceanagr. Monaco*,* n 1.

Bourcart J. (1960). - *Carte topographique au fond de la Mediterranee occidentale*. Bull.Inst. Oceanogr.Monaco*,* **1163**: 3 - 20.

Boussac J. (1910) - *Le nummulitique de la zone du Flysch à l'est et au sud-est du Mercantour*. C. R. Ac. Sc., t. **CL**: 57-59.

Boussac J. (1911) - *Ètudes paléontologique sur le Nummulitique alpin*. Mém. Serv. Carte géol. Fr.: pp. 437, 22 pl., Paris.

Boussac J. (1912) - *Ètudes stratigraphique sur le Nummulitique alpin*. Mém. Serv. Carte géol. Fr.: pp. 662, 20 pl., Paris.

Brancucci G. (1994) - *Il clima della Liguria*. Osservatorio Permanente Corpi Idrici della Liguria. 159 pp.

Breda A., Mellere D. & Massari F. (2007) - *Facies and processes in a Gilbert-delta-filled incised valley (Pliocene of Ventimiglia, NW Italy*). Sedimentary Geology, **200**:31-55.

Breda A., Mellere D., Massari F. & Asioli A. (2009) - *Vertically stacked Gilbert-type deltas of Ventimiglia (NW Italy): The Pliocene record of an overfilled Messinian incised valley*. Sediment. Geol., **219**: 58-76.

Brixio R. (a cura di) (1987). *Le nostre grotte. Guida speleologica ligure*. Soc. Speleo. It., Sagep, Genova

Burgisser J. & Ford M. (1998) - *Overthrust shear deformation of a foreland basin; structural studies south-east of the Pelvoux massif, SE France*. J. Struct. Geol., **20** (11): 1455-1475.

Burrus J. (1989) - *Review of geodynamic models for extensional basin. The paradox of stretching in the Gulf of Lion (Northwesren Mediterranean)* Bull. Soc.Géol. France, (**8**), **2**: 377 - 393.

Calandri G. (2003) - *Carsismo e grotte del Monte Pietravecchia (Alta Val Nervia, Provincia di Imperia)*. Gruppo Speleologico Imperiese, C.A.I., 51 pp

Calandri G. (2008) - *Carsismo e cavità di Olivetta San Michele (Provincia di Imperia).* Regione Liguria, 19 pp

Calandri G. (a cura di) (1986) - *Atti del Convegno Internazionale sul Carso di alta monta-*

PROGETTO CARG

gna (1982), 2 vol. Comune di Imperia e gruppo speleologico imperiese C.A.I., Imperia.

Campredon R. (1977) - *Les formations paléogènes des Alpes maritimes Franco-italiennes*. Mém. h. s. Soc. Géol. Fr., **9**: pp. 199, 4 pl., 1 carte.

Carbone F., Giammarino S., Matteucci R., Schiavinotto F. & Russo A. (1980) - *Ricostruzione paleoambientale dell'affioramento nummulitico di Capo Mortola (Liguria occidentale)*. Annali Univ. Ferrara, Sc. Geol. e Paleont., VI, suppl.: 231-268.

Carobene L. (2004) - *Uplifed coastlines and marine terraces*. In: "*Geology of Italy*", Special volume of the Italian Geological Society for the IGC 32° Florence 2004 (Crescenti U., D'Offizi S., Merlino S., Sacchi L. eds.), Soc. Geol. It., Roma.

Catanzariti R. & Perilli N. (2010) - *Chronostratigraphic framework of the External Ligurian Units (Late Cretaceous, Northern Apennines, Italy) based on calcareous nannofossils*. Ofioliti, **36**: 37-57.

Chaumillon E., Deverchere J., Réhault J.P. & Gueguen E. (1994) - *Réactivation tectonique et flexure de la marge continentale Ligure (Méditerranée Occidentale)*. C.R. Acad. Sci. Paris, 2nd Ser., **319**: 675-682.

Chaumillon E., Deverchere J., Réhault J.P. & Gueguen E. (1994) - *Réactivation tectonique et flexure de la marge continentale Ligure (Méditérranée)*. C. R. Acad. Sci., Paris.

Cita M. B. (1975) - *Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record. A review*. Riv. It. Paleont. Stratigr., **8**: 527-544.

Colella A. (1988) - *Pliocene-Holocene fan deltas and braid deltas in the Crati basin, southern Italy: a consequence of varying tectonic conditions*. In: Nemec W. & Steel R.J. (Eds.), Fan deltas. Sedimentology and Tectonic Setting. Blackie and Son. New York, pp. 50-74.

Cortemiglia G.C. (2004) - *Coste rocciose: falesie vive e morte. In: Italia - Atlante dei tipi geografici*. Istituto geografico Militare. http://www.igmi.org/pubblicazioni/atlante_tipi_geografici/index.php.

Courboulex F., Deschamps A., Cattaneo M., Costi F., Deverchere J., Virieux J., Augliera P., Lanza V. & Spallarossa D. (1998) - *Source study and tectonic implications of the 1995 Ventimiglia (border of Italy and France) earthquake (Ml=4.7)*. Tectonophysics, **290**: 245-257.

Courboulex F., Larroque C., Deschamps A., Kohrs-Sansorny C., Gelis C., Got J.L., Charreau J., Stephan J.F., Bethoux N., Virieux J., Brunel D., Maron C., Duval A.M., Perez L. & Mondielli P. (2007) - *Seismic hazard on the French Riviera: observations, interpretations and simulations*. Geophys. J. Int., **170** (1): 387-400.

Cremaschi M., Del Lucchese A., Negrino F., Ottomano C. & Wilkens B. (1991) *Ventimiglia (Imperia). Località Balzi Rossi. Nuovi dati sulla successione interglaciale-glaciale-postglaciale. Scavi 1990*. Bollettino di Archeologia, Ministero per i Beni Culturali e Ambientali, n.8, 47-50.

Dallagiovanna G., Fanucci F., Pellegrini L., Seno S., Bonini L., Decarlis A., Maino M. & Morelli D. (in stampa) - *Note Illustrative della Carta Geologica D'Italia alla scala 1:50.000, foglio 259 - Imperia. ISPRA.*

Dardeau G. & de Graciansky P.C. (1990) - *Halocinése et jeu de blocs dans les Baronnies: Diapirs de Propiac, Montalieu, Condorcet (Departement de la Drôme, France)*. Bull. Centr. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, Pau **14**, 1: 111-151 and **14**, 2: 443-464.

De Lumley H. (1969) - *Le Paléolithique inférieur et moien du Midi Méditerranéen dans son cadre géologique.* Tome 1, Ligurie Provence. V supplement Gallia Préhistoire, Centre Na-

PROGETTO CARG

tional de la Recherche Scientifique, Paris, 1-97.

Decarlis A. & Lualdi A. (2008) - *Stratigraphy and deposition of Lower Cretaceous condensed deposits in the Maritime Alps (Nice arc, SE France)*. Boll. Soc. Geol. It. **127**: 13-24.

Delfrati L., Falorni P., Groppelli G. & Pampaloni R. (2000) - *Carta geologica d'Italia* - 1.50.000- Fascicolo I- Unità validate. Quad. Serv. Geol. d'It., serie III, 7: pp. 228.

Del Lucchese A. (1996) - *Museo Preistorico dei Balzi Rossi, Ventimiglia*. Ministero dei Beni Culturali e Ambientali. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Libreria dello Stato, Roma.

Di Marco D., Fugassa F., Pasquini C. & Vercesi P. L. (2011) - *Stratigrafia e tettonica dei dintorni della zona di Sospel (Alpi Marittime*). Atti Tic. Sc. Terra, Pavia, s.s. **11**: 83-92.

Dorsey R.J. & Umhoefer P.J. - *Tectonic and eustatic controls on the sequence stratigraphy of the Pliocene Loreto basin, Baja California Sur, Mexico*. Geol. Soc. Am. Bull., **112** (2): 177-199.

Dorsey R.J., Umhoefer P.J. & Renne P.R. (2000) - *Rapid subsidence and stacked Gilbert-type fan deltas, Pliocene Loreto Basin, Baja California Sur, Mexico*. Sediment. Geol., **98**: 181-204.

Douka K, Grimaldi S., Boschian G., Del Lucchese A. & Higham T.F.G. (2012) - *A new chronostratigraphic framework for the Upper Palaeolithic of Riparo Mochi* (Italy). Journal of Human Evolution, 62: 286-299.

Eva C., Augliera P., Cattaneo M. & Giglia G. (1990) - *Some considerations on seismotectonics of northwestern Italy*. In: Freeman R., Giese P. & Mueller St. (eds), *The European Geotraverse: Integrative Studies*, European Science Foundation, Strasbourg, France, pp. 289-296.

Eva C., Augliera P., Cattaneo M., Pastore S. & Tommaselli A. (1992) - *Sismotettonica dell'Italia Nord-Occidentale*. Atti del Convegno GMNDT, Pisa 25-27 Giugno 1990, 1, Zonazione e riclassificazione sismica: 35-31.

Eva C., Augliera P., Eva E., Solarino S. & Spallarossa D. (1999) - *Sintesi delle conoscenze sulla sismotettonica della Liguria occidentale ed influenza sui parametri di hazard*. F. Galadini, Meletti C., Rebez A. (A cura di). Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999). CNR - Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti-, 2000: pp. 297, Roma.

Fallot P. (1949) - *Les chevauchements intercutanés de Roja (Alpes Maritimes)*. Ann. Hébert et Haugh, t: **VII** (Livre Jubilaire Charles Jacob): 161-169.

Fallot P. & Faure Muret A. (1954) - *La formation à Microcodium au pourtour de l'Argentera-Mercantour*. Bull. Soc. Géol. Fr., (6e ser.), t. **IV**: 111-138.

Fallot P. & Lanteaume M. (1956) - *Sur la géologie du Col de Tende et de ses abords*. C.R. Ac. Sc., **242**: 586-590.

Fanucci F. & Nicolich R. (1984) - *Il Mar Ligure: nuove acquisizioni sulla natura, genesi ed evoluzione di un "Bacino marginale"*. Mem. Soc. Geol. It., **27**: 97-110.

Faure Muret A. (1955) - *Ètudes géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires.* Mém. Serv. Carte géol. Fr: pp. 336. 60 ff.

Faure Muret A. & Fallot P. (1954) - *Sur le Secondaire et le Tertiaire aux abords sud-orientaux du Massif de l'Argentera-Mercantour (feuilles de Saint Martin-Vésubie, Tende et Viéve au 1/50.000*). Bull. Serv. Carte géol. Fr., t. **LII**, n° 241 (C.R. Collab., 1953): 189-198.

Faure Muret A. & Fallot P. (1955) - *Sur le Secondaire et le Tertiaire aux abords sud-orientaux du Massif de l'Argentera-Mercantour*. Bull. Serv. Carte géol. Fr., t. **LII**, n° 241 (C.R.

PROGETTO SARG

Collab., 1953): 283-319.

Faure Muret A., Fallot P. & Lanteaume M. (1957) - *Sur les conglomérats lutétiens de la région de Tende et de la Brigue (Haute Roja)*. C. R. Ac. Sc., t. **CCXLIV**: 1977-1982.

Federici P.R. (2007) - *Guide book for the excursions in western Liguria and on Maritime Alps*. 28th-29th September 2007. Brigati. Genova

Federici P.R. & Chelli A. (2007) - *Atlante dei centri abitati instabili della Liguria. IV. Provincia di Imperia*. Regione Liguria, Genova, pp. 163

Federici P.R. & Pappalardo M. (2006) - *Evidence of Marine Isotope Stage 5.5 highstand in Liguria (Italy) and its tectonic significance*. Quaternary International, **145-146**: 68-77.

Festa A., Pini G.A., Dilek Y. & Codegone G. (2010) - *Mélanges and mélange-forming processes: a historical overview and new concepts*. Int. Geol. Review, **52**, 10-12: 1040-1055.

Föllmi K.B., Weissert H., Bisping M. & Funk H. (1994) - *Phosphogenesis, carbon-isotope stratigraphy, and carbonate-platform evolution along the Lower Cretaceous northern Tethyan margin.* GSA Bull. **106**, 6: 729-746.

Ford M., Lickorish W.H. & Kusznir N.J. (1999) - *Tertiary foreland sedimentation in the Southern Subalpine Chains, SE France: a geodynamic appraisal*. Basin Research, **11**: 315-336.

Formicola V. (1991) - *Le sepolture paleolitiche dei Balzi Rossi*. Le Scienze, **280**: 75-85.

Formicola V. & Holt B.M. (2015) - *Tall guys and fat ladied: Grimaldi's Upper Paleolithic burials and figurines in an historical perspective*. Journal of Anthropological Sciences, **93**: 1-18

Franchi S. (1928) - *Carta geologica del Regno al 1:100.000 - foglio 102, San Remo*. R. Uff. Geologico. Foglio 102 della Carta al 100000 dell'Ist. Geog. Militare.

Fravega P. & Vannucci G. (1979) - *Facies di retroscogliera nei calcari giurassico-cretacei di Punta Garavano (Balzi Rossi-Ventimiglia)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., Serie A, **86**: 177-187.

Gawthorpe R.L., Fraser A.J. & Collier R.E.L. (1994) - *Sequence stratigraphy in active extensional basins: implications for the interpretation of ancient basin-fills*. Mar. Pet. Geol., **11** (6): 642-658.

Gennesseaux M., Mauffret A. & Pautot G. (1980) - *Les glissements sous-marins de la pente continentale niçoise et la rupture de câbles en Mer Ligure (Méditerranée occidentale),* C.R. Acad. Sci. Paris, **290**: 959-962.

Géze B. (1956) - *Interpretation tectonique de la région de Sospel (Alpes Maritimes)*. C. R. Ac. Sc., t. **CCXLII**: 2733-2735.

Géze B. (1960a) -*Évaluation de déplacement de la couverture post-triasique de l'arc de Nice (Alpes Maritimes)*. C. R. Ac. Sc., t. **CCL**:18751877.

Géze B. (1960b) - *La genèse néogène de l'arc de Nice (Alpes Maritimes)*. C.R. somm. Soc. géol. Fr.: 33-34.

Géze B. (1961) - *Caractéres structuraux de l'arc de Nice (Alpes Maritimes)*. Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot, Mém. Hors. Sér. Soc. Géol Fr., t. **II**: 289-300.

Géze B., Lanteaume M., Peyre Y., Vernet J. & Nesteroff W. (1968) - *Carte Géologique de la France à 1/50.000. Menton-Nice*. Ser. Géol. Nat.

Giammarino S. & Tedeschi D. (1975) - *Prima segnalazione di Pliocene medio nella Liguria occidentale (Monte Bauso)*. Boll. Soc. Geo. It., **94** (1-2): 281-289.

PROGETTO CARG

Giammarino S. & Tedeschi D. (1970) - *A proposito dell'età degli affioramenti di Ventimiglia e Pompeiana (Liguria occidentale*). Atti Ist. Geol. Univ. Genova, **8** (1): 1-11, Genova.

Giammarino S., Fanucci F., Orezzi S., Rosti D. & Morelli D. (2010) - *Note Illustrative della Carta Geologica D'Italia alla scala 1:50.000, foglio 258-271 San Remo*. ISPRA, 130 pp., Firenze.

Giammarino S., Giuffrè D., Cortellesi D. & Scappini G. (1978) - *Dati preliminari sulla neotettonica di parte del Foglio 102 (San Remo)*. Contr. Prelim. Alla Realizz. Della Carta Neotett. D'It., pubbl. n° 155 del P. F. Geodinamica del C. N. R.: 381-390, Napoli.

Giammarino S., Orezzi S., Piazza M. & Rosti D. (2007) - *Evidence of syn-sedimentary tectonic activity in the «Flysch di Ventimiglia» (Ligurian Alps foredeep basin)*. Rend. Soc. Geol. It., **5**: 144.

Giammarino S., Sprovieri R. & Di Stefano E. (1984) - *La sezione pliocenica di Castel d'Appio (Ventimiglia)*. Atti Soc. Toscana. Sci. Nat., Mem. Ser. A, **91**: 65-90.

Graciansky P.C., Robert D.G. & Tricart P. (2011) - *The Western Alps, from rifting to passive margin to orogenic belt. An integrated geoscience overview.* Developments in earth surfaces processes, 14, Elsevier, Amsterdam.

Graziosi P. (1976) - *I Balzi Rossi. Guida delle caverne preistoriche di Grimaldi presso Ventimiglia*. Istituto Internazionale di Studi Liguri. Bordighera. Stabilimento Tipografico editoriale Cuneo: 98 pp.

Grillo C. (1940) - *Contributo alla conoscenza dei terrazzi fluviali e marini della Liguria occidentale.* Atti Soc. Sc. e Lett. di Genova, **5**, 66-82

Guidoboni E., Ferrari G., Mariotti D., Comastri A., Tarabusi G. & Valensise G. (2007) - *CFTI4Med, Catalogue of Strong Earthquakes in Italy (461 B.C.-1997) and Mediterranean Area (760 B.C.-1500)*. INGV-SGA. http://storing.ingv.it/cfti4med/

Gupta S. (1997) - *Tectonic control on paleovalley incision at the distal margin of the Early Tertiary Alpine foreland basin, Southeastern France*. Jour. of Sedim. Research, **67**: 1030-1043.

Gupta S. & Allen Ph. A. (2000) - *Implications of foreland paleotopography for stratigraphic development in the Eocene distal Alpine foreland basin*. Geol. Soc. of America Bull., **112** (4): 515-530.

Haccard D. (1965) - *Nouvelles données sur les spilites de la sèrie de moglio, nappe des Flysch à helminthoides des Alpes maritimes franco-italiennes*. Bull. Soc. géol. Fr., **7**: 147-151.

Hsu K.J., Ryan W.B.F. & Cita M.B. (1973) - *Late Miocene dessication of the Mediterranean.* Nature, **242**: 240 - 244.

Irr F. (1975) – *Evolution de la bordure du basin méditerraneen nord-occidentale au Pliocène: nouvelles données biostratigraphiques sur le littoral franco-ligure et leurs implications tectoniques.* Bull. Soc. Géol. France VII s., **17**: 945-955

Issel A. (1892) - *Liguria geologica e preistorica*. 2 vol., Donath, Genova

Lanteaume M. (1958) - *Schéma structural des Alpes maritimes franco-italiennes*. Bull. Soc. géol Fr., (6e sér.). t. **VIII**: 651-684.

Lanteaume M. (1968) - *Contribution à l'étude gèologique des Alpes Maritimes franco-italiennes*. Mèm. Carte géol Fr.: pp. 405.

Lanteaume M. (1990) - *Carte Géologique de la France à 1/50.000. Viève-Tende*. Ser. Géol Nat.

PROGETTO CARG

Larroque C., Bethoux N., Calais E., Courboulex F., Deschamps A., Deverchere J., Stephan J. F., Ritz J.F & Gilli E. (2001) - *Active deformation at the junction between the southern French Alps and Ligurian Basin.* Netherlands Journal of Geosciences, **80**: 255 - 272.

Larroque C., Courboulex F., Delouis B., Déverchère J. & Migeon S. (2005). *Aléa sismique à la jonction Alpes-Bassin Ligure :où sera le prochain séisme de 1887 ?* Colloque Sciences et Technologies Marines du futur : un enjeu pour la Méditerranée, Marseille, 19-20 Mai 2005, Actes du colloque.

Larroque C., Mercier de Lépinay B. & Migeon S. (2011) *Morphotectonic and fault–earthquake relationships along the northern Ligurian margin (western Mediterranean) based on high resolution, multibeam bathymetry and multichannel seismic-reflection profiles*, Marine Geophysical Researches, vol. **32**, n°1-2, pp. 163-179.

Laureti L. (1991) - *Evoluzione geomorfologica recente. Le vicende della Preistoria*. In: Vanossi M. (a cura di) 1991. Alpi liguri. Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It., Be.Ma, pp. 293.

Le Pichon X., Pautot G., Auzende J.M. & Olivet J.L. (1971) - *La Méditerranée occidentale depuis l'Oligocène. Schéma d'évolution*. Earth and Planet.Sci.Lett., **13**: 145 - 152, 4 fig.

Legoux P. (1963) - *Étude odontologique de la Race de Grimaldi*. Bulletin du *Musée* d'Antropologie Préhistorique de Monaco, **10**: 63-121.

Lemoine M., Tricart P. & Boillot G. (1987) - *Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines)*: in search of a genetic model. Geology **15**: 622-625.

Locati M., Camassi R. & Stucchi M. (a cura di) (2011) *DBMI11, la versione 2011 del Database Macrosismico Italiano*. Milano, Bologna, http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11.

Madeddu B., Bèthoux N. & Stephan J.F. (1996) - *Champ de contrainte post-pliocéne et déformations récentes dans les Alpes sud-occidentales*. Bull. Soc. geol. Fr., **167**: 797-810.

Mancin N., Cobianchi M., Di Giulio A. & Catellani D. (2007) - *Stratigraphy of the Cenozoic subsurface succession of the Venetian-Friulian Basin (NE Italy): a review*. Rivista Italiana Paleontologia e Stratigrafia, **113**(3): 401-418.

Mancin N., Pirini C., Bicchi E., Ferrero E. & Valleri G. (2003) - *Middle Eocene to Middle Miocene planktonic foraminiferal biostratigraphy for internal basins (Monferrato and Northern Apennines, Italy)*. *Micropaleontology*, **49**(4): 341-358.

Marini M. (2001) - *Il Pliocene Ligure fra Ventimiglia e Bordighera (Imperia, Alpi Marittime liguri): osservazioni preliminari*. Boll. Soc. Geol. It., **120**: 37-46.

Marini M. (2002) - *Carta geologica del Pliocene ligure nell'areale di Ventimiglia-Bordighera*. S.E.L.C.A., Firenze.

Migeon S., Cattaneo A., Hassoun V., Larroque C., Corradi N., Fanucci F., Dano A., Mercier de Lépinay B., Sage F. & Gorini C. (2011) *Morphology, distribution and origin of recent submarine landslides of the Ligurian Margin (North-western Mediterranean): some insights into geohazard assessment*, Marine Geophysical Researches, pp. 1-19.

Ori G.G., Roveri M. & Nichols G. (1991) - *Architectural patterns of large-scale Gilbert-type delta complexes, Pleistocene, Gulf of Corinth, Greece*. In: Miall A.D., Tyler N. (Eds.), The three-dimensional facies architecture of terrigenous clasticsediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Con-

PROGETTO GARG

cepts in Sedimentology and Paleontology, **3**: pp. 207-216.

Pareto L. (1846) - *Carta geologica della Liguria marittima*. Gênes.

Pareto L. (1861) - *Coupes à travers l'Apennin de bords de la Méditerranée ° la vallée du Pô, depuis Livourne jusqu'à Nice*. Bull. Soc. Géol. Fr., (2e sér.), t. **XIX** : 239-320, pl. V-VII.

Pasquini C., Lualdi A. & Vercesi P. L. (2001) - *Analisi di un sistema deoposizionale costiero nei dintorni di Ventimiglia (Alpi Marittime italo-francesi*). Atti Tic. Sc. Terra, **42**: 23-36.

Pasquini C., Lualdi A. & Vercesi P. L. (2004) - *Depositional dynamic of glaucony-rich deposits in the Early Cretaceous of the Nice arc (SE France*). Cretaceous Research, **25**: 179-189.

Perez J.-L. (1975) - *La zone limite entre l'Arc de Nice et L'Arc de la Roja (Alpes Maritimes). Observations structurales*. B.S.G.F., **17**: 930-938.

Rehault J.P., Boillot G. & Mauffret A. (1984) - *The Western Mediterranean Basin: geological evolution.* Mar Geol., **55**: 447-478.

Rehault J.P., Olivet J.L. & Auzende J.M. (1974) - *Le bassin nord - occidental méditerranéen:structure et évolution.* Bull.Soc.Géol.France, (7), **XVI**: 281 - 294.

Rovereto G. (1904) - *Geomorfologia delle valli liguri*. Atti Univ. di Genova, **18**: pp. 226

Rovida A., Camassi R., Gasperini P. & Stucchi M. (a cura di) (2011) - *CPTI11, la versione 2011 del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani. Milano, Bologna, .*

Ryan W.B.F. (1973) - *Geodynamic implications of the Messinias crisis of salinity. In: Messinian Events in the Mediterranean,* Drooger C.W. ed. North - Holland, Amsterdam: 26 - 38.$

Sagri M. (1980) - *Le arenarie di Bordighera: una conoide sottomarina nel bacino di sedimentazione del flysch ad Helmintoidi di S. Remo (Cretaceo superiore, Liguria Occidentale*). Boll. Soc. Geol. It., **99**: 205-226.

Sagri M. (1984) - *Litologia, stratimetria e sedimentologia delle torbiditi di piana di bacino del Flysch di San Remo (Cretaceo superiore, Liguria occidentale)*. Mem. Soc. Geol. It., **28**: 577-586.

Segre G. (1960) - *Carte bathymétrique de la Méditerranée occidentale*. Ist. Idro. M.M.Genova.

Serra-Kiel J., Hottinger L., Caus E., Drobne K., Ferrandez C., Jauhri A.K., Less G., Pav-lovec R., Pignatti J., Samso J.M., Schaub H., Sirel E., Strougo A., Tambareau Y., Tosquella J. & Zakrevskaya E. (1998) - *Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene*. Bull. Soc. Géol. France, **169**: 281-299.

Servizio Geologico D'Italia (2010) - *Foglio 258-271 San Remo, alla scala 1:50.000,* SELCA, Firenze.

Servizio Geologico D'Italia (2010) - *Foglio 259 Imperia, alla scala 1:50.000,*

Sinclair H.D., Sayer Z.R. & Tucker M.E. (1998) - *Carbonate sedimentation during early foreland basin subsidence: the Eocene succession of the Frenche Alps*. In: Wright V. P. & Burchette T. P. (eds.) *Carbonate Ramps*. Geological Society, London, Special Publications, **149**: 205-227:

Sismonda E. (1866) - "*Carta geologica di Savoia, Piemonte e Liguria*". Seconda edizione. Torino.

Sissingh W. (1977) - *Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton*. Geologie en Mijnbouw, **56**: 37-65.

Sprovieri R. (1992) - *Mediterranean Pliocene biochronology: a high resolution record based*

PROGETTO SARG

on quantitative planktonic foraminifera distribution. Riv. It. Paleont. Stratigr., **98(1)**, 61-100.

Sturani C. (1969) - *Impronte da disseccamento e "torbiditi" nel Luteziano in facies lagunare ("strati a Cerithium diaboli" auct.) delle basse valli Roia e Bevera*. Boll. Soc. Geol. Ital., **88**: 363-379.

Tinè S. (1990) - *I cacciatori Paleolitici*. Sagep Ed. Genova

Turino C., Scafidi D., Eva E. & Solarino S. (2009) - *Inferences on active faults at the Southern Alps Liguria basin junction from accurate analysis of low energy seismicity*. Tectonophysics, **475**: 470-479.

Vanossi M. (1965) - *Studio sedimentologico del Flysch ad Elmintoidi della Valle Argentina (Liguria occidentale)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **16**: 36-71.

Vanossi M. (Ed.) (1991) - *Guide Geologiche Regionali: 11 itinerari, Alpi liguri*. A cura della Soc.Geol.It., 295 pp., 1 pl., BE-MA Ed., Milano.

Vanossi M., Cortesogno L., Galbiati B., Messiga B., Piccardo G.B. & Vannucci R. (1984) - *Geologia delle Alpi Liguri: dati, problemi, ipotesi*. Mem. Soc. Geol. It., **28**: 5-75.

Vanossi M., Perotti C.R. & Seno S. (1994) - *The Maritime Alps arc in the Lgurian and tyrrhenian systems*. Tectonophysics, **230**: 75-89.

Varrone D. & Clari P. (2003) - *Évolution stratigraphique et paléo-environnementale de la Formation à Microcodium et des Calcaires à Nummulites dans les Alpes Maritimes franco-italiennes*. Geobios, **36**: 775-786.

Varrone D. & Decrouez D. (2007) - *Eocene larger foraminiferal biostratigraphy in the southernmost Dauphinois domain (Maritimes Alps, France-Italy border)*. Riv. Ital. Paleon. e Strat., **113** (2): 257-267.

Zizioli D., Boni P., Pellegrini L. & Zucca F. (2011) - *Un approccio morfometrico per l'analisi delle evidenze di neotettonica nella Liguria occidentale*. Atti Tic. di Scienze della Terra. Serie speciale, **11**: 67-73.

PROGETTO CARG